



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16602-TDI/1588

**BALANÇO DE UMIDADE NA REGIÃO DO SISTEMA  
DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL EM CENÁRIOS  
CLIMÁTICOS FUTUROS (2071-2100) UTILIZANDO O  
MODELO ETA: UM ESTUDO DE MODELAGEM**

José Fernando Pesquero

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada em 31 de julho de 2009

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/08.24.18.48>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**

### **Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

### **Membros:**

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

## **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16602-TDI/1588

**BALANÇO DE UMIDADE NA REGIÃO DO SISTEMA  
DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL EM CENÁRIOS  
CLIMÁTICOS FUTUROS (2071-2100) UTILIZANDO O  
MODELO ETA: UM ESTUDO DE MODELAGEM**

José Fernando Pesquero

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada em 31 de julho de 2009

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/08.24.18.48>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Pesquero, José Fernando.

P438b Balanço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo ETA: um estudo de modelagem / José Fernando Pesquero. – São José dos Campos : INPE, 2009.  
204 p. ; (INPE-16602-TDI/1588)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Dr. Carlos Afonso Nobre.

1. Modelagem regional. 2. ZCAS. 3. Cenários futuros. 4. Fluxo de umidade. 5. Balanço de umidade. I. Título.

CDU 551.583:551.588.7

---

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a) em  
Meteorologia**

**Dr. José Antonio Marengo Orsini**

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

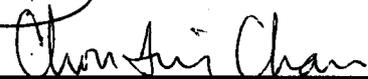
**Dr. Carlos Afonso Nobre**

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

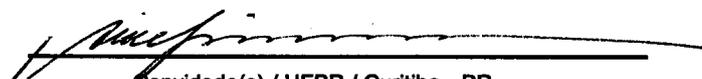
**Dra. Mary Toshie Kayano**

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

**Dra. Chou Sin Chan**

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dra. Alice Marlene Grimm**

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UFPR / Curitiba - PR

**Dra. Leila Maria Vespoli de Carvalho**

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

**Aluno (a): José Fernando Pesquero**

**São José dos Campos, 31 de julho de 2009**



*“Quando estás certo, ninguém se lembra; quando estás errado, ninguém esquece”.*

*Provérbio irlandês*



*À minha esposa Juliana, minha filha Agnes e a minha mãe Flora (in memoriam) que me ajudaram bastante a terminar esta tese.*



## **AGRADECIMENTOS**

- À contribuição da Dra. Chou Sin Chan que tantas vezes me ajudou com muitas sugestões na tese e na publicação do paper.
- Ao amigo Jorge Luiz Gomes que tantas vezes me ajudou nas modificações necessárias no código para estas simulações realizadas com o Eta.
- Agradeço Dr. Carlos Nobre e ao Dr. José Marengo que sempre se mostraram prontos nos momentos de dúvidas e no desenvolvimento desta tese.
- Ao amigo Gilvan Sampaio de Oliveira na leitura e sugestões.
- Aos amigos do grupo de clima que sempre tiveram sempre muita paciência e colaboraram bastante com sugestões.
- Ao Dr. Paulo Bonatti que me ajudou bastante com alguns algoritmos prontos durante a preparação dos dados de entrada das condições de contorno do Hadley Centre.
- Ao Dr. Julio Chagas que colaborou bastante nas dúvidas sobre o calendário de 360 dias e pelas sugestões das modificações necessárias.
- Ao amigo Lincoln Muniz Alvez por várias ajudas, sugestões e muita contribuição no relatório final da visita ao Japão.



## RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise do fluxo e balanço de umidade sobre a América do Sul durante o período das estações chuvosas entre 2070-2099. Esta análise foca, mais especificamente, a análise do balanço de umidade durante os períodos de ZCAS. Para esta análise foi utilizado o modelo regional Eta com uma resolução de 40 km, utilizando as condições de contorno do modelo HadCM3 do Hadley Centre. O código do modelo Eta foi modificado para poder ser usado com o HadCM3 e esta versão foi chamada aqui de Eta-CS. Uma simulação de 10 anos de 1961-1970, mostrou que houve valor adicionado pelo Eta-CS ao HadCM3, principalmente nas variáveis de precipitação (ano todo), temperatura à superfície (verão, primavera), circulação em 850 hPa (ano todo). O campo de anomalia de correlação de precipitação, mostrou que o Eta fez boas simulações em SON, e DJF. Após a validação do modelo Eta este foi utilizado na criação de uma climatologia através dos cenários A1B, com uma integração do modelo entre 1961-1990. Uma análise do período atual mostrou uma estação chuvosa com 33 pênadas. Para a análise da ZCAS foi desenvolvido um algoritmo para detectar ZCAS nesta análise de 30 anos. Foi encontrada uma média de 1,7 ZCAS por mês. A direção do fluxo de umidade durante as ZCAS na Região Sudeste é muito similar ao de toda estação chuvosa. A maior diferença entre estas está na magnitude do fluxo. Os alísios do Atlântico associados à circulação a leste dos Andes são os responsáveis pelo transporte de umidade da Bacia Amazônica até a Bacia do Prata. Foi visto também que durante os casos de ZCAS as precipitações sobre a Região Sudeste do Brasil atingem valores médios de até 12 mm/dia. Este valor é cerca de 100% maior do que os períodos sem ZCAS durante a estação chuvosa. A última simulação feita com os cenários A1B do HadCM3 foi para cenários futuros (2070-2099). Foram encontradas estações chuvosas, em média, cerca de duas semanas, menores que a integração de controle. Os resultados mostraram um aumento da variabilidade interanual das estações chuvosas nos cenários futuros. Nesta simulação, no geral, houve uma diminuição de 50% das chuvas durante a estação chuvosa sobre todas as Regiões Norte e Nordeste norte da Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. No restante do Brasil houve aumentos de precipitação e, em alguns casos, como na Região Sul as precipitações ficaram 2 mm/dia acima da integração de controle. Ocorreu aumento de 41% no número de ZCAS sobre o norte da Região Sul. Houve também aumento da precipitação durante a não ZCAS no sul devido a intensificação do jato de baixos níveis. Mesmo com 30% a menos de ZCAS a Região Sudeste mostra aumento de 1 a 2 mm/dia nos cenários futuros. Isto foi devido ao aumento do fluxo de umidade e intensidade das chuvas. Uma análise da intensidade das chuvas durante o período das ZCAS sobre a Região Sudeste mostrou um aumento de intensidade de 30% nos cenários futuros.



# **THE HUMIDITY BALANCE OVER THE SOUTH AMERICA MONSSON SYSTEM IN CLIMATE FUTURE SCENARIOS (2071- 2100) USING THE ETA MODEL: A MODEL STUDY**

## **ABSTRACT**

This study presents an analysis of both humidity flux and balance over South America during the period of the rain seasons of 2070-2099. This analysis focuses the moisture balance analysis during the SACZ cases. For this analysis was used the 40-km Eta regional model, using the border conditions the HadCM3 Hadley Centre Model. The Eta model code was modified for a correct reading of these files. A integration of 10 years (1961-1970) showed added value from Eta to HadCM3, mainly over the precipitation (whole year), surface temperature (summer, spring), 850 hPa circulation (all year). The field of precipitation anomaly correlation showed good skill for summer rain season by Eta model. After the validation of the Eta model it was used in the in the integration climatology during the years 1961-1990. These results showed a rainy season with 33 pentads. For SACZ analysis was developed an algorithm for ZCAS cases detection during the whole 30 years. It was averaged 1.7 ZCAS by moth. The humidity flux direction during SACZ cases over the Southeast Region of Brazil is very similar to that during whole rainy season. The greater difference is the flux magnitude. The Atlantic trend winds associated to the circulation by the east side of Andes transports the humidity from Amazon Basin to La Plata Basin. It was seen that during the SACZ cases the precipitations over Southeast Region of Brazil have mean of 12 mm/day. This value is about twice of the mean precipitation during the rainy season. The last integration with HadCM3 model was done with A1B scenario for the future (2070-2099). We found that the rainy season, in average, was less about two weeks in comparison with the control run. The results show an increase in interannual variability of the rainy season in the future scenarios. In this simulation, in general, there was a decrease of 50% precipitation during the rainy season over the North, Northeast, north part of the Center-West and Southeast regions in Brazil. In the other regions in Brazil there was increase of precipitation (2 mm/day) and, in some cases, as in the Southern region, in comparison with the control run. There was increase of 41% in the ZCAS episodes over the north of South of Brazil. There was an increase in precipitation during the non-ZCAS in the south due the intensification of the low level Jet. In the Southeast region of Brazil, despite of the decrease of ZCAS episodes (30% less), there is a increase in precipitation (1-2 mm/day) in the future scenarios. This is because of the increase of the moisture flux and precipitation intensity. The precipitation intensity during ZCAS episodes increase about 30% in the future scenarios in Southern region of Brazil.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	
<b>LISTA DE TABELAS</b>	
<b>LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS</b>	
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b>	
<b>1.0 – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>29</b>
1.1 – Objetivos .....	38
<b>2.0 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>40</b>
2.1 – O Sistema de Monção da América do Sul .....	40
2.2 – A Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	46
2.3 – Modificações Climáticas dos Padrões Atuais.....	49
2.4 – Os Cenários Climáticos Futuros do SRES.....	51
2.4.1 – A1, A2, B1 e B2.....	51
2.5 – Modelagem Climática Regional .....	54
2.5.1 – Testes de Sensibilidade e Cuidados .....	55
2.5.2 – Modelos Climáticos Regionais em Cenários Futuros.....	57
<b>3.0 – DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>61</b>
3.1 – Descrição dos Modelos e Dados Observados .....	61
3.1.1 – Modelos HadAM3P e HadCM3 .....	61
3.1.2 – Modelo Eta .....	63
3.1.3 – Dados usados para validação do Eta.....	64
3.2 – Metodologia .....	65
3.2.1 – Alterações no código do Eta para regionalização dos modelos do HC65	67
3.2.2 – Plano das Simulações e Projeções do modelo Eta.....	67
3.2.2.1 – Simulação de 10 anos (1961-1970) usando HadAM3P .....	68
3.2.2.2 – Integração de Controle (1961-1990) usando HadCM3 .....	71
3.2.2.3 – Cenários Climáticos Futuros (2070-2099) usando HadCM3.....	71
3.2.3 – Balanço e fluxo de umidade durante casos de ZCAS .....	72
3.2.3.1 – Identificação da estação chuvosa média .....	72
3.2.3.2 – Identificação da zona de convergência do Atlântico sul.....	74
3.2.3.2 – Cálculo do fluxo médio de umidade integrada na vertical .....	76
3.2.3.3 – Cálculo do balanço de umidade médio integrado na vertical .....	78
3.2.3.4 – Análise de chuvas fortes durante casos de ZCAS .....	79
<b>4.0 – RESULTADOS .....</b>	<b>81</b>
4.1 – Validação do Modelo Eta .....	81
4.1.1 – Precipitação .....	81
4.1.2 – Temperatura próxima a superfície .....	86
4.1.3 – Escoamento atmosférico em 850 hPa e 200 hPa .....	90

4.1.4	– Pressão ao nível médio do mar.....	98
4.1.5	– Umidade específica.....	103
4.1.6	– Ciclo anual de temperatura e precipitação.....	107
4.1.7	– Análise estatística.....	112
4.1.8	– Correlação de anomalia da precipitação.....	116
4.1.9	– Variabilidade Interanual.....	118
4.2	– Sistema de Monção da América do Sul em cenários atuais 1961-1990	129
4.2.1	– Início e Final da Estação Chuvosa.....	129
4.2.2	– Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	131
4.2.3	– Composições de casos de ZCAS e NZCAS.....	135
4.2.4	– Fluxo de umidade em casos de ZCAS.....	142
4.2.5	– Balanço de umidade em casos de ZCAS.....	150
4.2.6	– Análise de chuvas intensa em casos de ZCAS.....	158
4.3	– Sistema de Monção da América do Sul em cenários futuros 2071-2099 e as diferenças com relação aos cenários atuais.....	159
4.3.1	– Anomalia de precipitação e temperatura sazonal 2070-2099 com relação a 1961-1990.....	159
4.3.2	– Início e Final da Estação Chuvosa.....	164
4.3.3	– Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	166
4.3.4	– Compostos de casos de ZCAS e NZCAS em cenários futuros.....	169
4.3.5	– Fluxo de umidade nos casos de ZCAS em cenários futuros.....	176
4.3.6	– Balanço de umidade nos casos de ZCAS em cenários futuros.....	184
4.3.7	– Análise de chuvas intensas durante casos de ZCAS em cenários futuros	190
<b>5.0</b>	<b>– RESUMO E CONCLUSÕES FINAIS.....</b>	<b>193</b>
<b>6.0</b>	<b>– SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....</b>	<b>203</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>205</b>
	<b>APÊNDICE A – Script de grads para detecção de ZCAS.....</b>	<b>215</b>
	<b>ANEXO A – Paper Theoretical and Applied Climatology.....</b>	<b>221</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Variação dos níveis de CO <sub>2</sub> por ano para cenários A2 e B2 (GtC).....	31
Figura 1.2 – Anomalia de precipitação do modelo global HadAM3P do Hadley Centre no cenário A2. Futuro (2071-2100) – atual (1961-1990) para o verão do HS. ....	34
Figura 1.3 – Média sazonal de temperatura (°C) a 1.5 metros sobre a Europa da simulação climática de 30 anos (1961-1990) do RegCM3 e os dados do CRU.....	36
Figura 2.1 – Na esquerda a climatologia do vento ( $ms^{-1}$ ) em 900 hPa do GEOS-1 e na direita a climatologia do NCEP em 925 hPa. Nas figuras as letras representam: (a) média anual, (b) janeiro menos a média anual, e (c) julho menos média anual. ....	42
Fonte: (Zhou and Lau, 1998).....	42
Figura 2.2 – Climatologia mensal do campo de OLR sobre a AS. ....	43
Fonte: Nogués-Peagle et al. (2002), .....	43
Figura 2.3 – Compostos de OLR ( $Wm^{-2}$ ) para períodos precedentes e subseqüentes ao início (esquerda) e fim (direita) da estação chuvosa .....	44
Figura 2.4 – Altura geopotencial (10 gpm) e linha de corrente em 200 hPa janeiro-fevereiro 1988 (a) reanálises, (b) caso C e (c) caso S1.....	45
Figura 2.5 – Integral vertical do fluxo de umidade através das bordas laterais e a convergência do fluxo de umidade integrada verticalmente em cada uma das seis áreas sobre a AS nos período de (a) ZCAS e (b) NZCAS durante os meses de janeiro e fevereiro de 1999. ....	48
Figura 3.1 – Os quadrados são as áreas escolhidas para o cálculo do balanço e fluxo de umidade. Observação: Esta imagem não se encontra na projeção original do modelo Eta. Os contornos das alturas são traçados a cada 500 metros de 0 a 2000 metros e a cada 1000 metros em seguida. Alturas maiores do que 500 metros estão sombreadas. ....	76
Figura 4.1 (a) – Diferença da precipitação média sazonal (mm/dia) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) e HadAM3P (direita) em DJF (acima), MAM (abaixo) de 1961 a 1970 .....	83
Figura 4.1 (b) – Diferença da precipitação média sazonal (mm/dia) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) e HadAM3P (direita) em JJA (acima) e SON (abaixo) de 1961 a 1970 .....	85
Figura 4.2 (a) – Diferença da média sazonal da TPS (°C) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima), MAM (abaixo) de 1961-1970... ..	87
Figura 4.2 (b) – Diferença da média sazonal da TPS (°C) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima), SON (abaixo) de 1961-1970.....	89
Figura 4.3(a) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 850 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima), MAM (abaixo) de 1961-1970.....	91
Figura 4.3(b) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 850 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima), SON (abaixo) de 1961-1970.....	93
Figura 4.4(a) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 250 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima) e MAM (abaixo) de 1961-1970.....	95

Figura 4.4(b) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 250 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima) e SON (abaixo) de 1961-1970.....	97
Figura 4.5 (a) – Diferença da média sazonal da pressão ao nível médio do mar (hPa) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima) JJA (abaixo) de 1961-1970.....	100
Figura 4.5 (b) – Diferença da média sazonal da pressão ao nível médio do mar (hPa) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima) SON (abaixo) de 1961-1970.....	102
Figura 4.6 (a) – Diferença da média sazonal da umidade específica ( $\text{g/Kg} \times 10^3$ ) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima) MAM (abaixo) de 1961-1970.....	104
Figura 4.6 (b) – Diferença da média sazonal da umidade específica ( $\text{g/Kg} \times 10^3$ ) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima) SON (abaixo) de 1961-1970.....	106
Figura 4.7 – Domínio e topografia das áreas elevadas. Os quadrados coloridos referem-se as regiões nas quais são feitas análises regionais do ciclo anual: AM = Amazônia; NE = Nordeste; SE = Sudeste; S = Sul; CO = Centro-Oeste; BR = Brasil; AS = América do Sul. Os contornos das alturas são traçados a cada 500 metros de 0 a 2000 metros e a cada 1000 metros em seguida. Alturas maiores do que 500 metros estão sombreadas. ....	108
Figure 4.8 – Diferença do ciclo anual de precipitação (mm/dia) do CRU e do Eta (verde) e do ciclo anual do CRU e do HadAM3P (azul) sobre as seis regiões AM, NE, CO, SE, S e BR da figura 4.7 entre 1961-1970.....	110
Figura 4.9 – Diferença do ciclo anual de TPS ( $^{\circ}\text{C}$ ) do CRU e do Eta (verde) e do ciclo anual do CRU e do HadAM3P (azul) sobre as seis regiões AM, NE, CO, SE, S e BR da figura 4.7 entre 1961-1970 .....	112
Figura 4.10 – Correlação de anomalia sazonal de precipitação do modelo Eta durante os anos de 1961-1970, para os meses de DJF (acima-esquerda), MAM (acima-direita), JJA (abaixo-esquerda) e SON (abaixo-direita).....	118
Figura 4.11 – Perfil da variabilidade interanual de precipitação em DJF simulados pelos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis regiões assinaladas na figura 4.7 de 1961-1970 .....	120
Figura 4.12 – Perfil da variabilidade interanual de precipitação para JJA dos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis área mostradas na figura 4.7 de 1961-1970.....	121
Figura 4.13 – Perfil da variabilidade interanual de TPS para DJF simulados pelos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis regiões assinaladas na figura 4.7 de 1961-1970. ....	123
Figura 4.14 – Perfil da variabilidade interanual de TPS para JJA simulados pelos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis regiões assinaladas na figura 4.7 de 1961-1970 .....	125
Figura 4.15 – Média sazonal do campo de Radiação de Onda Longa ( $\text{W/m}^2$ ) de SON (esquerda), DJF(direita) simulado pelo modelos Eta (acima) e as reanálises do NCEP (abaixo) entre 1965-1990 .....	132

Figura 4.16 – Número de casos, período médio de duração (dias) e desvio padrão (dias) das ZCAS durante a estação chuvosa do modelo Eta entre 1961-1990, sobre as Regiões Sul, SE e NE. ....	133
Figura 4.17 – Número de casos de ZCAS/mês simulado pelo modelo Eta nos cenários atuais 1961-1990 .....	134
Figura 4.18 (a) – Compostos de precipitação (mm/dia) (acima) e fluxo de umidade específica média integrado na vertical da superfície até 500 hPa (kg/ms) (abaixo) durante casos de ZCAS (esquerda), NZCAS (centro), ZCAS-NZCAS (direita). ....	137
Figura 4.18 (b) – Idem a figura 4.18 (a) para os campos de Radiação de Onda Longa ( $W/m^2$ ) e Temperatura Próxima a Superfície ( $^{\circ}C$ ) .....	139
Figura 4.19 – Composto da circulação atmosférica (m/s) em 850 hPa (acima), 500 hPa (centro) e 250 hPa (abaixo) durante os casos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) .....	141
Figura 4.20 (a) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos ( $*10^8$ kg/s) (em azul) nos dos quadrados A, B, C, D, E e F simulado pelo modelo Eta durante as estações chuvosas de 1961-1990. ....	144
Figura 4.20 (b) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos ( $*10^8$ kg/s) (em azul) nos quadrados A, B, C, D, E e F simulado pelo modelo Eta durante casos de ZCAS sobre a Região NE do Brasil nas estações chuvosas de 1961-1990. ....	146
Figura 4.20 (c) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos ( $*10^8$ kg/s) (em azul) nos quadrados A, B, C, D, E e F simulado pelo modelo Eta durante casos de ZCAS sobre o SE do Brasil nas estações chuvosas de 1961-1990. ....	147
Figura 4.20 (d) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nos quadrados A, B, C, D, E e F ( $*10^8$ kg/s) simulados pelo modelo Eta durante casos de ZCAS na Região S do Brasil nas estações chuvosas de 1961-1990. ....	149
Figura 4.21 (a) – Balanço médio de umidade durante a estação chuvosa (mm/dia) simulado pelo Eta de 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja).....	152
Figura 4.21 (b) – Balanço médio de umidade durante casos de ZCAS no sul da Região NE (mm/dia) simulado pelo Eta entre 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja). ....	154
Figura 4.21 (c) – Balanço de umidade durante casos de ZCAS na Região SE (mm/dia) simulado pelo Eta entre 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja).....	156
Figura 4.21 (d) – Balanço de umidade durante casos de ZCAS no norte da Região S (mm/dia) simulado pelo Eta de 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja). ....	157
Figura 4.22 (a) – Simulação de anomalia sazonal de precipitação (mm/dia) do modelo Eta entre 2070-2099, com relação aos anos de 1961-1990 .....	161

Figura 4.22 (b) – Idem a figura 4.22 (a), mas refere-se a temperatura à superfície (°C) .....	163
Figura 4.23 - Comparação do número de ZCAS projetado pelo Eta nos cenários futuros (vermelho) e o simulado nos períodos atuais (azul).....	166
Figura 4.24 - Comparação do número médio de dias com a presença ZCAS e seu respectivo desvio padrão (dias), projetado pelo Eta para os cenários futuros (vermelho) e simulado para períodos atuais (azul).....	167
Figura 4.25 – Comparação do número de ZCAS/mês projetados nos cenários futuros (vermelho) e os simulados para os períodos atuais (azul) pelo do modelo Eta....	168
Figura 4.26 – Diferença dos campos compostos de precipitação em mm/dia (acima) e divergência do fluxo de umidade específica integrado da superfície até 850 hPa em kg/ms (abaixo) projetados pelo Eta para cenários futuros com relação aos campos compostos simulados para cenários atuais durante casos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) .	171
Figura 4.27– Diferença entre as compostos de ZCAS e NZCAS simulados em cenários futuros para os campos de precipitação (mm/dia), fluxo de umidade integrado entre a superfície e 850 hPa (Kg/ms <sup>2</sup> ), campo de radiação de onda longa (W/m <sup>2</sup> ) e TPS (°C).....	173
Figura 4.27 – Fluxo médio de ventos (m/s) em 850 hPa, 500 hPa e 250 hPa durante os casos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) simulados pelo modelo Eta de setembro a abril (estação chuvosa) dos anos de 2070-2099.....	175
Figura 4.28 (a) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F (*10 <sup>8</sup> kg/s) projetados pelo modelo Eta durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) em relação a 1961-1990.....	178
Figura 4.29 (b) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F (*10 <sup>8</sup> kg/s) projetado pelo modelo Eta durante casos de ZCAS sobre o NE do Brasil durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) com relação a 1961-1990.....	180
Figura 4.29 (c) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F (*10 <sup>8</sup> kg/s) calculado pelo modelo Eta durante as ocorrências de ZCAS sobre o SE do Brasil durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) com relação a 1961-1990.....	181
Figura 4.29 (d) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F (*10 <sup>8</sup> kg/s) calculado pelo modelo Eta durante as ocorrências de ZCAS sobre o norte do S do Brasil durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) com relação a 1961-1990.....	183

- Figura 4.30 (a) – Balanço de umidade durante a estação chuvosa (mm/dia) simulado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990. .... 185
- Figura 4.30 (b) – Balanço de umidade (mm/dia) durante casos de ZCAS sobre Região NE projetado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990. .... 186
- Figura 4.30 (c) – Balanço de umidade (mm/dia) durante casos de ZCAS sobre a Região SE projetado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990. .... 188
- Figura 4.30 (d) – Balanço de umidade (mm/dia) durante casos de ZCAS sobre a Região Sul projetado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990. .... 189



## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Cenários SRES A1, A2, B1 e B2, População, Produto Interno Bruto (PIB), PIB Per Capita, Intensidade de Energia e Cobertura de Floresta para o globo em 1990 e projeções: 2020, 2050 e 2100. ND=Não Disponível. ....	54
Tabela 2.2: Média, Desvio Padrão e Erro Quadrático Médio (EQM) da precipitação média simulada sobre o Nordeste brasileiro entre 1 de janeiro a 30 de abril de 1999 .....	57
Tabela 3.1 - Relação das simulações realizadas, período (anos), CC/CI (condição inicial e de contorno) e objetivos da integração .....	68
Tabela 3.2 – Concentração de CO <sub>2</sub> para cenários A2 e A1B, próximo ao usado pelos modelos HadCM3, HadAM3P e PRECIS. UNIDADE: (ppm).....	72
Tabela 4.1 – Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM), Viés da precipitação (mm/dia) simulados pelos modelos Eta e HadAM3P em DJF e JJA. As cores vermelhas e azuis são os melhores resultados estatísticos simulados pelo Eta em DJF e JJA, respectivamente. As cores verdes são os valores iguais. ....	114
Tabela 4.2 – Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM) da TPS (°C) simulados pelos modelos Eta e HadAM3P em DJF e JJA. As cores vermelhas e azuis são os melhores resultados estatísticos simulados pelo Eta em DJF e JJA, respectivamente. As cores verdes são os valores iguais.....	116
Tabela 4.3 – Coeficiente de Variação (CV) para precipitação e Desvio Padrão para TPS (°C) para ambos os modelos durante DJF e JJA. Cores vermelhas mostram os valores do Eta mais próximos do CRU em DJF e azul em JJA. ....	127
Tabela 4.4 – Ano, pântadas, data inicial e final de cada estação chuvosa entre 1961-1990 .....	130
Tabela 4.4 – Faixa de precipitação (mm/dia) e número de ocorrências de valores extremos de precipitação sobre a área D em cenários atuais.....	159
Tabela 4.5 – Ano, Pântadas, Início e Final de Cada Estação Chuvosa entre 2070-2099. ....	165
Tabela 4.6 – Faixa de precipitação (mm/dia) e número de ocorrências de valores extremos de precipitação sobre a área D em cenários futuros e porcentagem .....	191



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
AB	Alta da Bolívia
AVN	<i>NCEP Aviation</i>
CC	Condições de Contorno
CO	Centro-Oeste
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	Climate Regional Unit
CV	Coeficiente de Variação
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DP	Desvio Padrão
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecast</i>
EMA	Erro Médio Absoluto
ENSO	El Niño Oscilação Sul
EQM	Erro Quadrático Médio
ERA40	<i>European Reanalises 40</i>
GEOS-2	<i>Goddard Earth Observing System</i>
HC	<i>Hadley Centre</i>
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	<i>International Panel of Climate Change</i>
IRI	<i>International Research Institute for Climate Prediction</i>
JBN	Jato de Baixos Níveis

JJA	Junho-Julho-Agosto
MAM	Março-Abril-Maio
MCR	Modelo Climático Regional
N	Norte
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research Community</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NE	Nordeste
NW	Noroeste
NZCAS	Períodos da estação chuvosa sem casos de ZCAS
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
POD	Oscilação Decenal do Pacífico
ROL	Radiação de Onda Longa
S	Sul
SE	Sudeste
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SON	Setembro-Outubro-Novembro
SW	Sudoeste
TPS	Temperatura próximo à superfície
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
VI	Variabilidade Interanual

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\eta$	coordena eta
P	Pressão
$p_t$	pressão no topo
$p_{rf}(z_s)$	pressão referência da altura da topografia
$p_{rf}(0)$	pressão referência na altura do solo
$p_s$	pressão a superfície
$s_i$	i-ésimo termo simulado
$o_i$	i-ésimo termo observado
N	número de termos
$\Sigma$	Somatório
MAE	erro médio absoluto
R	coeficiente de correlação
$\mu$	média aritmética
$\sigma$	desvio padrão
$c_v$	coeficiente de correlação
Viés	Viés
G	aceleração da gravidade
Q	umidade específica
U	componente zonal do vento
V	componente meridional do vento
$p_o$	pressão solo
$Q_u$	fluxo de umidade zonal
$Q_v$	fluxo de umidade meridional
V	magnitude do vento horizontal
$Q_l$	fluxo de umidade na borda y
$Q_k$	fluxo de umidade na borda x
$l_{ao}$	latitude borda norte
$l_{a1}$	latitude borda sul
$l_{o0}$	longitude borda leste
$l_{o1}$	longitude borda oeste
$\frac{ds}{dt}$	variação de água estocada no solo
P	Precipitação
E	Evapotranspiração (ou evaporação)
R	Runoff
C	Convergência de Umidade
W	Total de umidade na atmosfera



## 1.0 – INTRODUÇÃO

O ciclo anual da precipitação sobre a América do Sul (AS) tropical mostra características de circulação de monção com definidas estações secas e úmidas sobre várias regiões desde a linha do equador até 25°S. Este ciclo é definido como Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), está associado à mudança sazonal do padrão de precipitação sobre o continente e, conseqüentemente, ao aquecimento associado à convecção. Desta forma, é forçado pelo gradiente de aquecimento diabático troposférico entre as regiões tropicais e subtropicais continentais e o(s) oceano(s) adjacente(s). Ela começa durante a estação da primavera (setembro-novembro) como uma convecção profunda, desenvolve-se primeiro sobre o noroeste (NW) da bacia Amazônica no meio de setembro, seu progresso continua na direção sudeste (SE), e chega à Região SE do Brasil no meio de outubro (KOUSKY, 1988). Durante seu deslocamento de NW para SE foram notadas descontinuidades na precipitação (NOBRE et al., 1998). A maior intensidade de precipitação ocorre durante o verão, dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), quando a convecção profunda predomina sobre a maior parte da AS tropical. A necessária reversão sazonal do vento em baixos níveis, em relação à média anual, para a classificação de SMAS como monção foi comprovada por Zhou e Lau (1998) para o campo de anomalia do vento de janeiro e julho em 900 hPa.

Um dos mais importantes componentes do SMAS durante o verão, no Hemisfério Sul (HS), é a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é definida como sendo uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido NW-SE, bem caracterizada nos meses de verão, que se estende por milhares de quilômetros desde o sul da Amazônia até o Atlântico Sul-Central, associada à uma zona de convergência na baixa troposfera, movimento ascendente na média troposfera, divergência em altos níveis e precipitação. O interesse pelo estudo das ZCAS cresceu nos últimos anos devido a sua importância na distribuição de precipitação sobre a AS (GRIMM et al., 1995, FIGUEROA et al., 1997, CANDIDO 2002, CARVALHO, JONES,

2004). O período médio de permanência desta zona de convergência foi avaliado por Satyamurty et al. (2001) como sendo de cinco a dez dias, o que contribui para elevada precipitação na faixa central e sul da Região SE do Brasil. Sanches (2002) e Escobar et. al. (2005) utilizaram um período médio mínimo de quatro dias, de permanência da banda de nebulosidade na identificação de casos de ZCAS.

O SMAS é o responsável pelas precipitações convectivas de verão e estas excedem 50% da precipitação anual durante todo o verão até o começo da primavera (GAN et al., 2004). Gan et al. ainda mostraram que o período de maior de precipitação é de dezembro a janeiro com média acima de 8 mm/dia, e que os meses úmidos duram 7 meses e os secos 5 meses. O excesso de chuvas, decorrentes do SMAS e das ZCAS, provoca transtornos como enchentes, enquanto que a ausência destas chuvas pode provocar estiagens ou racionamento de água nas mais diversas proporções. Desta forma, o monitoramento e a projeção climática sazonal, anual ou até decenal destes sistemas é importante sobre o Brasil e a AS.

Para o *Intergovernmental Painel on Climate Change* (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas) IPCC (2007) há modificações climáticas no planeta devido aos altos valores de emissões dos gases estufa como CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub> e O<sub>3</sub>. Segundo o IPCC (2007) de 1995 a 2005 a taxa de crescimento da concentração do CO<sub>2</sub> foi de 1,9 ppm por ano. Desta forma, a concentração em 2007 está por volta de 0,0379% (IPCC, 2007). Ainda segundo o IPCC (2007), estes aumentos nas concentrações dos gases estufa estão provocando mudanças nos padrões climáticos da temperatura e de precipitações do planeta.

Assim, torna-se importante entender quais podem ser as possíveis modificações climáticas do SMAS e da ZCAS em cenários climáticos futuros, como também, a análise de balanço e fluxo de umidade sobre o Brasil, devido ao contínuo aumento dos gases estufa, identificado pelo IPCC. As projeções de cenários futuros de mudanças climáticas devido ao aumento antropogênico de

gases de efeito estufa, resultando no aquecimento global, podem ajudar no planejamento estratégico dos governos, pois tornam possível a mitigação de danos materiais além de contribuírem na salvaguarda de vidas. As primeiras pesquisas de simulações numéricas de cenários futuros de mudanças climáticas para cenários futuros foram desenvolvidas para o Hemisfério Norte (HN) (GATES,1985; LAMB,1987; COHEN,1990; GIORGI, 1990).

Com o objetivo de uma padronização das projeções de cenários climáticos futuros pelos centros mundiais de pesquisa, o IPCC desenvolveu o uso de possíveis cenários atmosféricos futuros (IPCC, 1992). O *Report on Emission Scenarios* (SRES, 2000), (Nakicenovic et al., 2000) aperfeiçoaram os cenários de 1992 e foram sugeridos os cenários A1, A2, B1 e B2. Por exemplo, no cenário A2 a emissão de gases estufa é elevada, isto é, há manutenção do padrão de emissão observado nas últimas décadas e no B2 há estabilização da emissão dos gases estufa. Os cenários A2 e B2 devem atingir as concentrações de 0,085% e 0,055% de CO<sub>2</sub>, respectivamente, no ano de 2100. A Figura 1.1 exibe a variação no decorrer dos anos estipulada pelo SRES-2000, entre os anos de 1990 e 2100, em Giga-toneladas de Carbono. No capítulo 2 há detalhes complementares sobre estes cenários do IPCC.

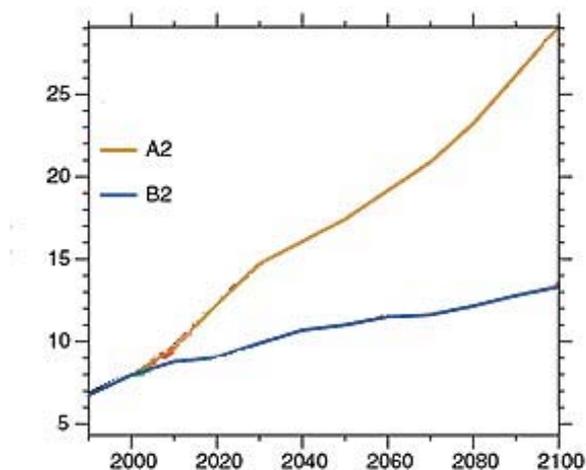


Figura 1.1 – Variação dos níveis de CO<sub>2</sub> por ano para cenários A2 e B2 (GtC)

Fonte: Nakicenovic et al. (2000)

Todos os modelos que usam os cenários climáticos futuros do IPCC, entre eles estão HadAM3P (Gordon et al. 2000), *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) (Gordon et al. 1982) e *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation* (CSIRO4) (Whetton, 1990), indicam aquecimento global em 2100 (IPCC, 2007). Na maioria deles o aquecimento deve ser menor na região do equador e maior nos pólos, sendo maior no Pólo Norte e menor no Pólo Sul. Entretanto, estes modelos divergem na magnitude dos campos de temperatura. Espera-se que o menor gradiente térmico, entre a região dos pólos e a do equador, enfraqueça os jatos polares e, conseqüentemente, ocorra um número menor de frentes frias. Devido a não linearidade e às diferenças da dinâmica das parametrizações físicas, principalmente da precipitação, há diferenças entre os resultados dos modelos. Por exemplo, para o período de 2071-2099 sobre a AS tropical, o modelo GFDL indica aumento das precipitações, enquanto que o modelo australiano CSIRO4 mostra pouca mudança da precipitação e o modelo do Hadley Centre apresenta grande diminuição de precipitação.

A Figura 1.2 mostra o campo de anomalia de precipitação do modelo climático global HadAM3P para o período de 2070-2099 (relativo a 1961-1990). Estes resultados mostram anomalias negativas de precipitação sobre o centro e leste da Região Norte (N), oeste e centro da Região Nordeste (NE) e norte da Centro-Oeste (CO) do Brasil. Há anomalias positivas de precipitação sobre a faixa central das Regiões CO, SE e Sul (S) do Brasil. As anomalias negativas de precipitação da figura 1.2 podem estar associadas a duas forçantes:

- a) O campo médio de anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do HadAM3P durante 2071-2100, mostra o predomínio de anomalias positivas sobre o Atlântico central norte. Quando há o predomínio de anomalias positivas, conseqüentemente ocorre um enfraquecimento dos alísios da alta do Atlântico norte e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (GARCIA, KAYANO, 2009) tende a predominar sobre o HN, não atingindo mais sua posição climatológica atual;

b)O norte das Regiões N e NE tornam-se áreas de subsidência da Célula de Walker (KAYANO et al., 1989). Esta configuração de precipitação é similar a configuração canônica de precipitação durante casos de El-Niño.

O aumento da precipitação nas Regiões CO, SE e S pode estar relacionado a duas outras forçantes:

a)diminuição do gradiente equador-pólo pode diminuir a freqüência de frentes frias, porém o maior volume de umidade na atmosfera (devido ao aumento da temperatura) pode vir a aumentar o a precipitação em algumas regiões, como as Regiões Sul e Sudeste;

b)a segunda esta relacionada ao aumento no número de ocorrências do jato de baixos níveis (JBN). Soares (2008) utilizando os cenários A2 e B2 com HadAM3P, mostrou a maior freqüência de JBN em cenários futuros (1980-1989). Desta forma, o JBN colaboraria mais com o aumento das chuvas na Região S e sul da SE do Brasil.

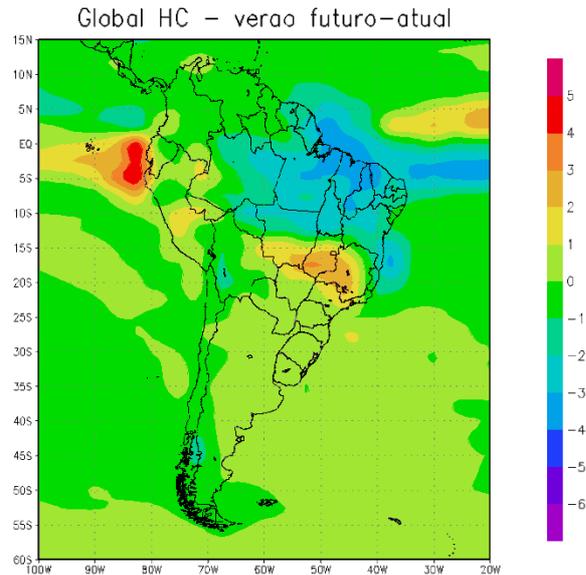


Figura 1.2 – Anomalia de precipitação do modelo global HadAM3P do Hadley Centre no cenário A2. Futuro (2070-2099) – atual (1961-1990) para o verão do HS.

Lombardi e Carvalho (2009) analisaram o início e final da estação chuvosa e a de precipitação de alguns modelos globais utilizados pelo IPCC em cenários atuais e cenários futuros. Foi encontrado que a maioria dos modelos, dentre os quais não se inclui o HadCM3, consegue simular o ciclo anual de precipitação, ou seja, não só a precipitação como também a data de início e término da estação chuvosa sobre o Brasil central e leste. Entretanto, os modelos falharam para a região da Amazônia e Nordeste.

Uma desvantagem dos modelos climáticos globais é a baixa resolução destes, por exemplo, o HadAM3P tem uma resolução de aproximadamente 375x250 km. Nestes modelos as retroalimentações das escalas de sub-grade como, por exemplo, relevos, vegetações e lagos, não estão bem representadas. Duas variáveis meteorológicas afetadas pelas forçantes de escala de sub-grade são a precipitação e a temperatura próximo à superfície (TPS), portanto estas não estão bem representadas nos modelos globais.

Os modelos regionais possuem um maior número de retroalimentações entre os processos de sub-grade, não atingida nos modelos globais e, em geral,

representam melhor as variáveis de TPS e precipitação. O maior número de retroalimentações dos modelos regionais, normalmente torna o período de integração mais longo que os globais e, desta forma, estes são geralmente aplicados apenas sobre áreas limitadas. A metodologia de regionalização pode ser dinâmica ou estatística e utiliza como condições iniciais e condições de contorno (CC) as saídas das simulações de modelos globais. Uma resolução cada vez menor do modelo regional nem sempre irá resultar em resultados melhores do que as CC (MEARNS et al., 2003). Mearns et al. (2003) verificaram ainda que o ganho fornecido -“added value” - pela técnica de regionalização depende da escalas temporal e espacial da variável e da estatística desejada. O valor adicionado pelo modelo regional com relação as CC, pode variar de forma sazonal e espacial. Além disso, depende também das CC, resolução espacial e região geográfica analisada. Alguns estudos de precipitação e temperatura a 1,5 metros através de Modelos Climáticos Regionais (MCR), em cenários climáticos atuais, conseguiram adicionar valores aos resultados das CC sobre AS, entre eles Pisnichenko et al. (2006), Rocha et al. (2006), Alves (2007), Ambrizzi et al. (2007), Solman et. al (2008), Soares (2008) e Marengo et al (2009).

A figura 1.3 apresenta a simulação de 30 anos (1961-1990) com o modelo regional RegCM3 (resolução de 50 km) utilizando as CC derivadas do modelo HadCM3 (GORDON et al., 2000). O campo mostrado é a média sazonal do campo de temperatura a 1,5 metros sobre a Europa de junho a agosto (JJA) e a mesma é comparada com os dados observados do *Climate Research Unit* (CRU) (MITCHEL et al., 2003) (resolução de 50 km). A topografia neste experimento tem resolução igual aos dados observados e, com isto, as variações de temperatura acompanham bem as forçantes de menor escala. Além disto, a temperatura ao longo da costa da Europa está também bem definida.

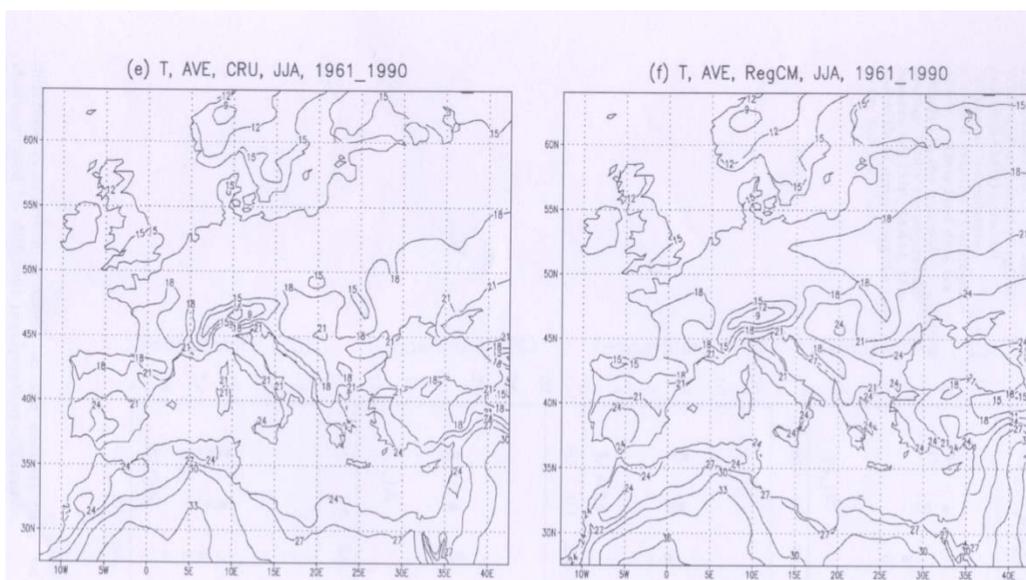


Figura 1.3 – Média sazonal de temperatura (°C) a 1.5 metros sobre a Europa da simulação climática de 30 anos (1961-1990) do RegCM3 e os dados do CRU

Fonte: Giorgi et al. (2004)

A técnica de regionalização dinâmica, utilizando as saídas dos modelos globais como CC, está sendo utilizada no Brasil desde 1996 pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O primeiro modelo regional utilizado pelo CPTEC foi o modelo regional Eta (Mesinger et al., 1988) e as CC foram cedidas pelas integrações do modelo do CPTEC, com resolução T062L28 (Cavalcanti et al. 2002) para previsão numérica de tempo. O modelo regional Eta/CPTEC começou a ser utilizado nas simulações climáticas sazonais a partir de 2002 (BUSTAMANTE, 2002 e 2006; ALVEs et al. 2004; CHOU et al., 2005) e, usando como CC, as saídas das integrações climáticas sazonais do modelo global do CPTEC, com resolução T062L28. Fernandez et al. (2006) utilizaram o modelo ETA para simulações decenais de verões sobre a AS tropical.

Pisnichenko et al. (2006) realizaram a primeira integração longa de 30 anos com o modelo Eta, sobre a AS, utilizando as CC do HadAM3P para 1961-1990 e 2070-2099. Os resultados foram satisfatórios sobre a AS, entretanto nos cenários futuros, esta versão do Eta não incorporava o aumento de CO<sub>2</sub>, sendo

assim, as projeções de cenários futuros foram realizadas sem o aumento de CO<sub>2</sub>.

Desta forma, esta tese propõe uma análise do balanço e fluxo de umidade, entre os anos de 2071-2099, sobre a AS tropical durante o período da estação chuvosa e durante casos de ZCAS. Para maior confiabilidade dos resultados em escala regional, será utilizado o modelo regional Eta do CPTEC, porém esta versão possui a capacidade de realizar variações de CO<sub>2</sub> em cenários futuros. Devido ao sistema de coordenada vertical *eta*, o modelo Eta é capaz de simular resultados satisfatórios em regiões com alta orografia, tais como a Cordilheira dos Andes sobre a AS. Os conceituados modelos do HadAM3P e HadCM3 (GORDON et al. 2000) do Hadley Centre (HC) serão utilizados como CC para o modelo Eta. A principal diferença entre estes dois modelos globais é que o HadCM3 é um modelo acoplado oceano-atmosfera. Neste trabalho serão feitas modificações no Eta para adaptação ao calendário de 360 dias, atualização mensal de TSM e alteração decenal do CO<sub>2</sub> durante as simulações de cenários futuros. Para outros gases estufas como CH<sub>4</sub> os modelos do HC calculam equivalentes de CO<sub>2</sub>. Desta forma, o modelo Eta a ser utilizado na regionalização de cenários de mudanças climáticas, será adaptado às estas CC dos modelos do HC.

São realizadas três integrações climáticas sobre a AS com o MCR Eta. A primeira é uma simulação de 10 anos (1961-1970), para avaliação, calibração e verificação dos erros sistemáticos dos modelos em longas simulações climáticas. Deve também ser avaliada a sazonalidade por causa da modificação do calendário do Eta. Durante o período desta integração a única CC disponível no CPTEC era o modelo HadAM3P. As duas últimas integrações são de 30 anos e utilizam o modelo HadCM3 como CC lateral, que apenas neste período passou a estar disponível ao CPTEC, sendo uma entre 1961-1990 e outra entre 2070-2099 com o cenário A1B. A partir destes resultados serão comparadas as anomalias do fluxo e balanço de umidade durante casos de ZCAS ocorridas em cenários futuros (2070-2099) com a simulação de

controle (1961-1990). Este trabalho visa ainda uma análise das modificações ocorridas na estação chuvosa nos cenários futuros, como também ao JBN, devido ao modelo Eta (SAULO et al. 2000) simular bem este. Serão focados os campos de precipitação, temperatura próxima à superfície, umidade específica (baixos e médios níveis), escoamento (baixo, médio e altos níveis) e radiação de onda longa (ROL).

## **1.1 – Objetivos**

O objetivo deste trabalho é estudar as possíveis modificações do balanço e fluxo de umidade durante os períodos de ZCAS, não ZCAS (NZCAS) e durante a estação chuvosa, ocorridas nos cenários futuros (2070-2099) com relação aos atuais (1961-1990). Nesta análise é utilizado o modelo regional Eta/CPTEC, utilizando as CC laterais do modelo HadCM3 que simulou o cenário futuro A1B entre os anos de 2070-2099. Os objetivos específicos são:

- a) adaptar, caracterizar, e validar o modelo regional Eta/CPTEC em simulações de alta resolução espacial com cenários climáticos futuros;
- b) desenvolver um esquema de identificação de ZCAS baseado no esquema de Cavalcanti e Rowntree (1998);
- c) comparar as modificações climáticas das ZCAS, como frequência e período de duração destas, nos cenários futuros com relação ao atual;
- d) calcular o transporte de umidade da região Amazônica para as Regiões SE e Sul do Brasil durante a presença de ZCAS;
- e) comparar as diferenças entre o balanço e o fluxo de umidade de umidade durante a estação chuvosa e na ocorrência de ZCAS;
- f) analisar as modificações ocorridas nas datas de início e término da estação chuvosa dos cenários futuros;

- g) analisar a variabilidade espacial e sazonal do valor adicionado pelo modelo Eta às CC usadas;
- h) analisar a variação de precipitações intensas em 24 h durante casos de ZCAS nos cenários futuros.

No Capítulo 2 serão analisadas as revisões bibliográficas dos SMAS, ZCAS, Mudanças Climáticas, Modelos Regionais em simulações climáticas e MCR. No Capítulo 3 encontra-se uma descrição dos dados observados, modelos, além da metodologia utilizada. No Capítulo 4 estão os resultados, separados por seções: a primeira é a validação do modelo Eta, a segunda é a criação de uma climatologia e a terceira é a projeção de cenários futuros. No Capítulo 5 se encontram resumo e as conclusões e no Capítulo 6 as sugestões para trabalhos futuros.

## **2.0 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Este capítulo apresenta uma revisão de estudos anteriores sobre os principais temas relevantes desta tese. Entre eles estão o SMAS, a ZCAS, mudanças climáticas, o uso de modelagem regional e MCRs. Deve-se destacar também uma revisão sobre o que são os cenários futuros do IPCC. Ressalta-se que a revisão sobre o balanço e fluxo de umidade sobre o Brasil está inserido dentro da seção 2.1. Dos trabalhos analisados, alguns estão comentados nas seções a seguir.

### **2.1– O Sistema de Monção da América do Sul**

As características do regime de monção são o aquecimento diferencial entre continente e oceano e o resultante gradiente de pressão que conduz os ventos das altas para as baixas pressões. Durante os meses de verão, os ventos sopram do oceano mais frio para o continente quente. No inverno, quando os continentes estão frios, com temperaturas mais baixas que o oceano adjacente, os ventos mudam de direção, soprando do continente para o oceano. Isto caracteriza um clima de verões chuvosos e invernos secos. Mesmo sem haver a reversão sazonal da direção do vento na baixa troposfera, vários estudos têm mostrado que a AS possui várias outras características de um regime de monção (KOUSKY, 1988; ZHOU, LAU, 1998; MARENGO et al., 2001; CHARLES, CARVALHO, 2002; GRIMM, 2003; GAN et al., 2004; GARCIA, KAYANO, 2008 e 2009).

A reversão sazonal do vento que caracteriza o clima de monção sobre a AS foi mostrada por Zhou e Lau (1998) usando os dados do GEOS-1, as reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) (Kalnay et al., 1996) e o Índice de Precipitação do GEOS-1. Eles estudaram a climatologia, o estado básico da circulação de verão e a precipitação sobre a AS para diagnosticar as características sazonais da distribuição do aquecimento e da circulação associadas a este. Fizeram ainda a comparação entre o SMAS e o clima de monção “clássico” do verão Asiático e sugeriram que uma circulação de

monção na alta troposfera sobre a AS subtropical poderia ocorrer devido ao forte aquecimento do Altiplano Boliviano no verão. A reversão sazonal do vento de superfície não é visível porque os ventos alísios, de leste, prevalecem durante o ano todo (Figura 2.1 a). Porém, quando a componente média anual é removida, a mudança sazonal na direção do vento de superfície é observada. As figuras 2.1 (b) e (c) mostram, respectivamente, a climatologia do GEOS-1 de janeiro e julho em 900hPa da anomalia de vento, na qual foi subtraída a média anual. No verão do HS, a anomalia do escoamento originada na região do Sub-Saara aumenta consideravelmente os ventos alísios de leste sobre o Atlântico Norte tropical. Depois de cruzar o equador, o vento se torna um escoamento de NW ao longo do lado oriental do Andes, girando então para a direita, ao redor da baixa do Chaco. Claramente, este escoamento inverte de direção no inverno do HS e, uma reversão do vento, também é encontrada na reanálise do NCEP indicando a presença de um clima de monção na AS.

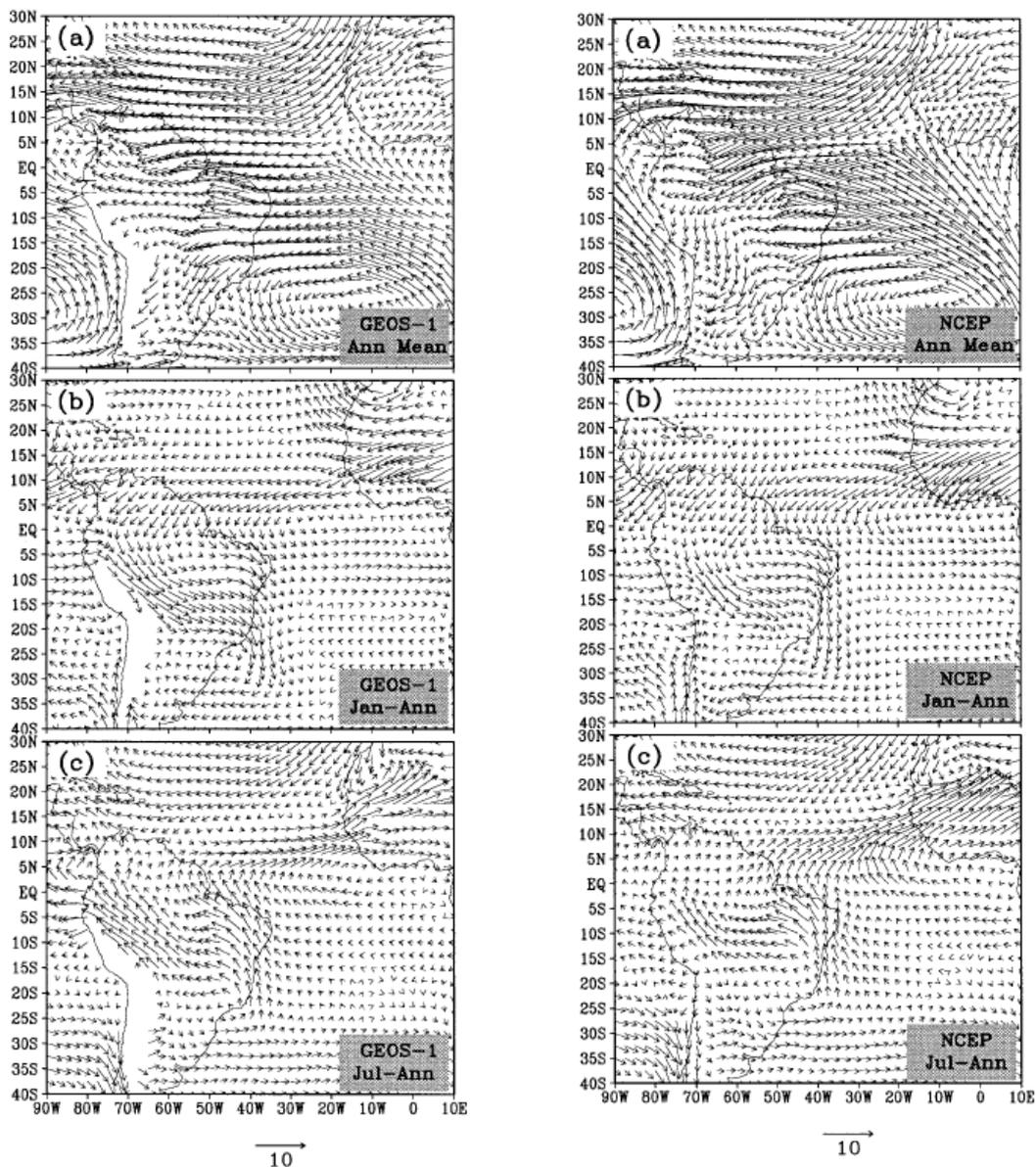


Figura 2.1 – Na esquerda a climatologia do vento ( $m s^{-1}$ ) em 900 hPa do GEOS-1 e na direita a climatologia do NCEP em 925 hPa. Nas figuras as letras representam: (a) média anual, (b) janeiro menos a média anual, e (c) julho menos média anual.

Fonte: Zhou and Lau (1998).

A Figura 2.2, obtida por Nogués-Peagle et al. (2002) exibe a migração da precipitação durante as estações do ano, utilizando pântadas médias (1979 – 1995) de Radiação de Onda Longa (OLR). Na figura pode ser observada a fase de desenvolvimento do SMAS durante a primavera (setembro-novembro),

quando ocorre uma migração da convecção do extremo norte da AS, para a região central da Amazônia. Essa migração está associada com o intenso aquecimento atmosférico pelo calor sensível da superfície. O SMAS atinge o pico máximo durante o verão, quando ocorre um máximo de precipitação sobre a região central da Amazônia e sobre a Região SE do Brasil. Além disto, o SMAS está associado à Alta da Bolívia (AB), cavado do NE do Brasil e a ZCAS, o que gera um aquecimento sobre o continente de até 2° C, aumentando o gradiente continente - oceano. A fase de dissipação da SMAS ocorre no outono, em torno do mês de março, quando o máximo da convecção retorna para o extremo norte da AS diminuindo o gradiente de temperatura leste-oeste (continente-oceano).

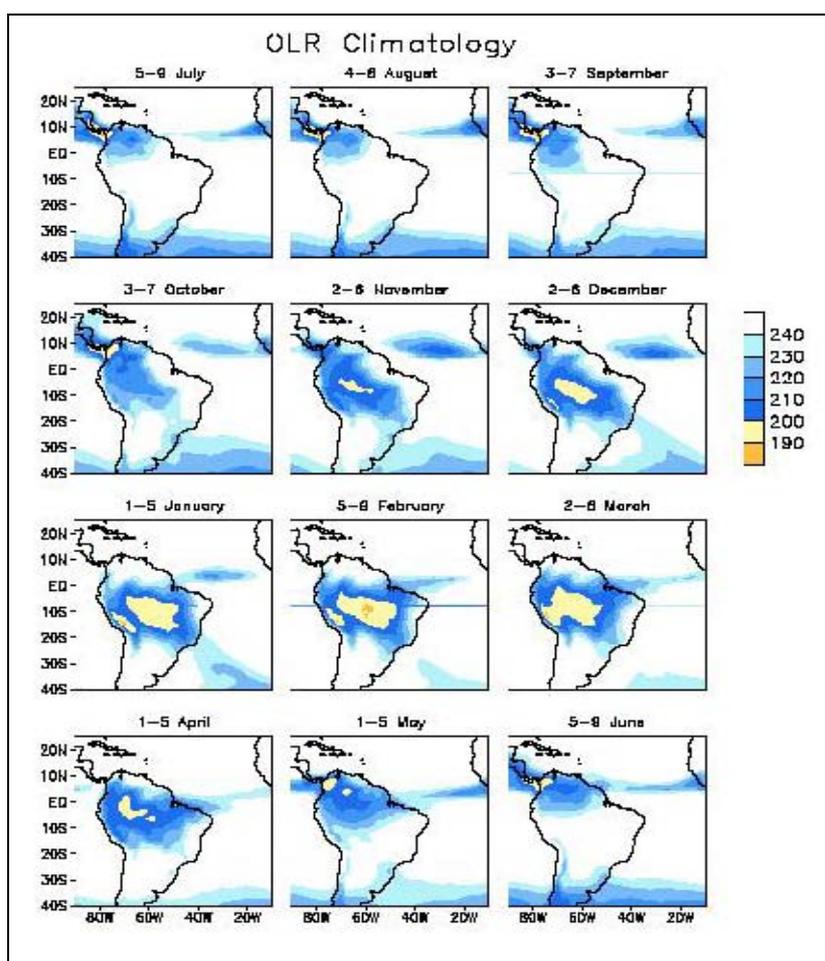


Figura 2.2 – Climatologia mensal do campo de OLR sobre a AS.

Fonte: Nogués-Peagle et al. (2002),

Gan et al. (2004) usaram os campos de OLR e precipitação das reanálises do NCEP, durante o período de julho de 1979 a junho de 2000, no estudo da convecção da faixa centro e norte da AS. A Figura 2.3 apresenta as pântadas utilizadas no estudo do SMAS. O período de maior precipitação é de dezembro a janeiro (acima de 8 mm/dia). Os meses chamados de úmidos duram 7 meses, os secos 5 meses e 90% da chuva anual ocorre durante os meses de outubro a abril. Sobre a região central e oeste do Brasil, dentro de cada estação chuvosa, acontecem períodos secos e úmidos. Os períodos úmidos estão associados com ventos de NW e oeste, convergindo sobre o centro-oeste do Brasil. Os períodos secos estão associados com o aumento do fluxo de NW sobre o Paraguai e norte da Argentina e anomalias de leste sobre o centro-oeste do Brasil.

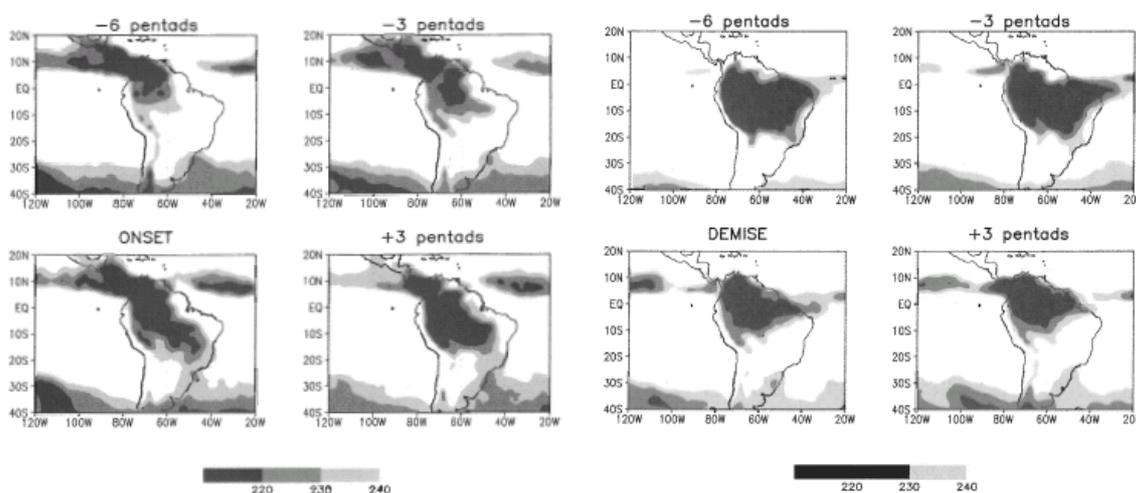


Figura 2.3 – Compostos de OLR ( $Wm^{-2}$ ) para períodos precedentes e subseqüentes ao início (esquerda) e fim (direita) da estação chuvosa  
 Fonte: Gan et al. (2004)

Xue et al. (2006) exploraram o impacto dos processos de superfície sobre a estrutura e evolução do SMAS com ênfase na evolução da precipitação. Os resultados foram obtidos usando o modelo acoplado do NCEP com duas diferentes parametrizações de superfície. Uma inclui a representação explícita dos processos de vegetação nos cálculos dos fluxos de superfície (S1), enquanto que a outra não (C). Em escala global os resultados foram similares

para ambos os processos de superfície. Em escala sinótica, os processos de superfície mais completos geraram os melhores resultados. Estes efeitos foram notados na evolução temporal, distribuição espacial da precipitação e associada circulação das monções. A Figura 2.4 mostra a circulação em altos níveis nos dados de reanálises, caso C e caso S1 para janeiro-fevereiro 1988.

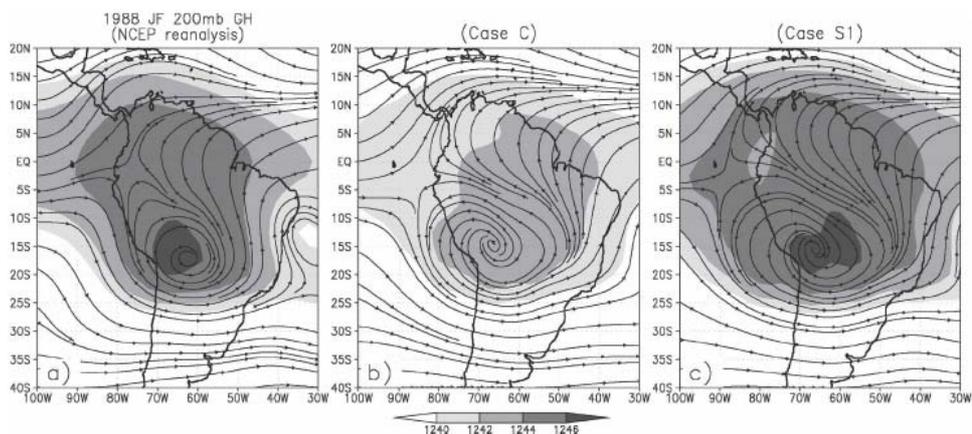


Figura 2.4 – Altura geopotencial (10 gpm) e linha de corrente em 200 hPa janeiro-fevereiro 1988 (a) reanálises, (b) caso C e (c) caso S1.

Fonte: Xue et al. (2006)

Silva (2008) discutiu os principais fatores de grande escala associados ao ciclo de vida do SMAS. Foi identificada a influência dos sistemas frontais e da variabilidade intrasazonal durante as fases de início e decaimento do SMAS. Utilizando a análise do ciclo anual de variáveis atmosféricas, foram identificadas as regiões afetadas pelo regime de monção no Brasil como sendo a Amazônia, Regiões Centro-Oeste e Sudeste. Estas foram identificadas a partir da criação de um índice calculado com o fluxo de umidade integrado na vertical em uma área considerada como sendo o núcleo de monção. Esta área possui um forte ciclo anual na umidade, precipitação e é onde ocorre a reversão dos ventos, com relação à média anual, entre verão e inverno.

Grimm e Zilli (2009) estudaram a variabilidade interanual da chuva de monção sobre a AS. Esta análise foi tratada separadamente para o verão e a primavera austrais (e para novembro e janeiro), baseada em um conjunto de dados de

estação de 40 anos. As relações entre os modos de variabilidade destas estações mostram a influência de condições antecedentes na primavera (ou novembro) na evolução da chuva de monção no pico do verão (ou janeiro). Na primavera o primeiro modo é padrão dipolo com cargas opostas sobre CO e SE da AS. Este fica conectado com o El Niño/Oscilação Sul (ENSO). O segundo modo mostra as cargas mais altas levemente ao sul da ZCAS. O modo principal do verão também apresenta oscilações de dipolo padrão entre CO e SE da AS, mas este não está fortemente conectado ao ENSO. O segundo modo representa o impacto do ENSO, e o terceiro é modulado pelas anomalias de TSM no Atlântico Sul tropical.

## **2.2– A Zona de Convergência do Atlântico Sul**

Um dos mais importantes componentes das SMAS é a ZCAS e ela vem sendo estudada nos últimos 10 anos. Climatologicamente a **ZCAS** pode ser identificada, na composição de imagens de satélite, como uma banda de nebulosidade de orientação NW/SE, estendendo-se desde o sul da região amazônica até a região central do Atlântico Sul. Quadro (1993) a partir das análises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) de 1980 a 1989 e das imagens de satélite, sugere que um episódio de ZCAS deva ocorrer associado aos seguintes padrões meteorológicos: convergência de umidade na baixa e média troposfera; faixa de movimento ascendente do ar com orientação NW/SE; um cavado semi-estacionário sobre a costa leste da AS em 500 hPa; intenso gradiente na media troposfera e também uma faixa de divergência em altos níveis (200 hPa).

Cavalcanti e Rowntree (1998) através da integração de 101 anos realizada pelo HadAM2 do HC, de 1897 à 1997, analisaram a posição da ZCAS sobre a AS. O campo usado para a localização da ZCAS foi um composto de ROL, umidade relativa em 700 hPa, precipitação convectiva e umidade do solo. Os casos extremos, os quais ocorreram entre dezembro e fevereiro, durante todo o período de análise, foram localizados em 3 áreas. A banda convectiva foi identificada em 3 áreas, e as principais características foram a presença de

anomalias positivas ao norte e ao sul da banda. A área mais ao sul teve anomalias positivas mais intensas e mais secas do que a área mais ao norte.

Seluchi e Marengo (2000) utilizando as reanálises do NCEP e do *ECMWF* entre 1979-1995 identificaram algumas das características da circulação e transporte de umidade do JBN a leste dos Andes, sugerindo um ativo papel deste no posicionamento e intensificação da ZCAS e da convecção na saída da região do jato.

A precipitação sobre o Brasil durante períodos de ZCAS e NZCAS foi estudada por Herdies et al. (2002) a partir dos dados da análise do Goddard Earth Observing System (GEOS-2) entre janeiro e fevereiro de 1999. Eles mostraram um padrão do fluxo de umidade sobre a AS nos períodos com e sem ZCAS. A Figura 2.5 mostra a integral vertical do fluxo de umidade através das bordas laterais e a convergência do fluxo de umidade integrada verticalmente em cada uma das seis áreas sobre a AS nos períodos de (a) ZCAS e (b) NZCAS usando conjunto de dados GEOS-2. A convergência do fluxo de umidade sobre a área “F”, durante o período da ZCAS, é comparável à convergência do fluxo de umidade sobre a área “A” (na mesma figura). A maior variação de convergência do fluxo de umidade entre períodos de ZCAS e NZCAS ocorreu sobre a área “F”. Estes fatores configuram a grande importância do transporte de umidade da região subtropical para a extratropical através da ZCAS sobre as Regiões SE e S do Brasil.

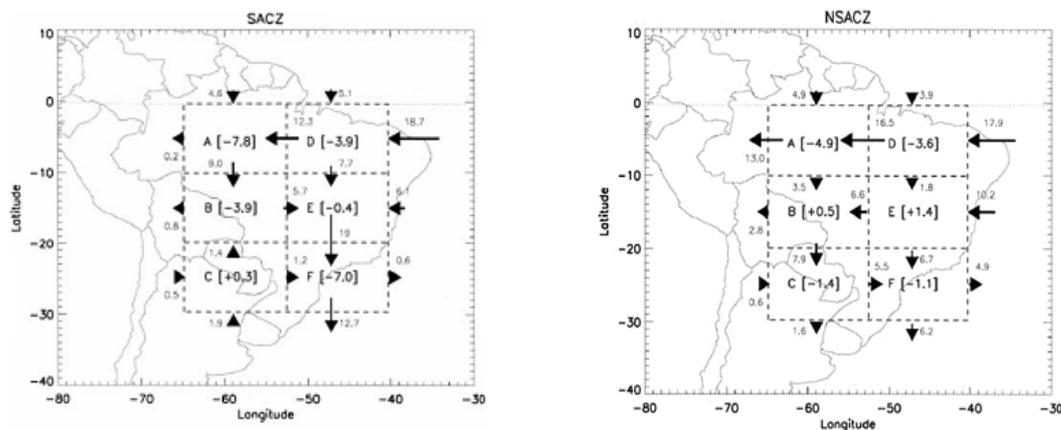


Figura 2.5 – Integral vertical do fluxo de umidade através das bordas laterais e a convergência do fluxo de umidade integrada verticalmente em cada uma das seis áreas sobre a AS nos períodos de (a) ZCAS e (b) NZCAS durante os meses de janeiro e fevereiro de 1999.

Fonte: Herdies et al. (2002)

Chaves et al. (2002) utilizaram o modelo global T062L28 do CPTEC para analisar o impacto do contraste entre as anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical sudoeste na intensificação e posicionamento da ZCAS. Os resultados sugerem que sobre escalas de tempo curtas, da ordem de uma semana, as anomalias de TSM positivas, fora da costa do Sudeste do Brasil, têm influência no posicionamento e na intensificação da ZCAS. Foi mostrado também que as anomalias de chuva sobre o norte do NE podem também ser afetadas pelo anômalo posicionamento da ZCAS.

Carvalho e Jones (2004) através dos dados de ROL das reanálises do NCEP entre 1979-2000 desenvolveram uma climatologia de ZCAS durante o trimestre de dezembro-fevereiro. Nesta foi dada ênfase às características da intensidade, localização geográfica e persistência da ZCAS. Os primeiros dois fatores de comando explicam 65% da variância total das propriedades estruturais e características das ZCAS de acordo com a intensidade e localização. Um índice é construído baseado na característica de pontuação dos fatores para identificação de ZCAS intensa (fraca) e oceânica (continental). A categoria ZCAS intensa está associada com anomalias de OLR negativas sobre uma larga escala na AS Tropical, estendendo-se desde o oeste do

Amazonas até o oceano Atlântico tropical. A oscilação de Maden-Julian modula intensos eventos de ZCAS com persistência maior do que três dias.

Castro e Cavalcanti (2006) utilizaram as reanálises do NCEP/ *National Center for Atmospheric Research Community* (NCAR) na avaliação dos 5 episódios de ZCAS que aconteceram nos verões de 2003 e 2004. Analisaram o efeito da variabilidade intra-sazonal (30-60 dias) e de alta frequência (2-10 dias) associadas com sistemas frontais na ocorrência de casos de ZCAS durante os verões analisados. Os resultados mostram que a atividade intra-sazonal foi detectada analisando os comprimentos de ondas de geopotencial em 200 hPa em uma área chave sobre o Região Sul e ao redor do Brasil. As variações na altura geopotencial com forte sinal na banda intra-sazonal (30 a 60 dias) revelaram a presença de atividade intra-sazonal. Há indicações de que enquanto a oscilação intra-sazonal não alcança uma amplitude apropriada, nenhuma condição favorável para episódio de ZCAS é estabelecida. A análise da evolução de um episódio de ZCAS indica que o início da convecção é devido à presença da frente fria, mas a manutenção do episódio é devido à presença da anomalia negativa de altura geopotencial (200 hPa) intra-sazonal, do lado sudoeste da banda de convecção, a qual é responsável pela persistência do cavado.

### **2.3– Modificações Climáticas dos Padrões Atuais**

Embora o clima tenha sempre variado de modo natural, os resultados das pesquisas e das sofisticadas simulações vêm evidenciando que as emissões excessivas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) e óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), podem provocar mudanças permanentes e irreversíveis na circulação atmosférica global, imprimindo novos padrões no regime de ventos, temperaturas, pluviosidades e circulação dos oceanos. Os níveis de CO<sub>2</sub> aumentaram em volume de 280 ppm, no período que antecedeu a Revolução Industrial (1860), para quase 379 ppm nos dias de hoje. Por outro lado, a velocidade e a intensidade observadas no aumento da temperatura neste

período são incompatíveis com as mudanças naturais do planeta que são necessárias a adaptação natural dos ecossistemas.

Alguns dos principais efeitos adversos sinalizados e já notados nos dias atuais são:

- a) aumento no nível do mar;
- b) alteração no suprimento de água doce;
- c) tempestades fortes e mais freqüentes de chuva e neve;
- d) forte e rápido ressecamento do solo devido à períodos secos mais intensos.

A partir de dados disponíveis até 1990 e da tendência de emissões nos níveis atuais, sem a implementação de políticas específicas para a redução de emissões, a projeção do IPCC(2007) é que o aumento da temperatura média da superfície da terrestre seja entre 1 a 3,5°C no decorrer dos próximos 100 anos. Enquanto o aumento observado no século XIX foi entre 0,3 e 0,6°C (JONES et al., 1999).

A partir de dados observados Vincent et al. (2005) examinaram as tendências sobre os índices de extremos de temperatura diária entre 1961-2000. Os resultados não indicam mudanças consistentes nos índices baseados nas temperaturas máximas diárias enquanto que significantes tendências foram encontradas nos índices baseados na temperatura mínima diária. Significantes tendências de aumentos na porcentagem de noites quentes e decréscimo de tendência na porcentagem de noites frias foram observados em várias estações. Aparentemente, este aquecimento é principalmente devido a mais noites quentes e menos noites frias durante o verão (dezembro-fevereiro) e outono (março-maio). As estações com significantes tendências parecem estar localizadas próximo a costa oeste e leste da AS.

Sampaio et. al. (2007) revelaram através de observações e estudos numéricos que o desflorestamento na Amazônia poderia alterar significativamente o clima regional. Neste estudo foi usado o MCGA do CPTEC-INPE com mapas de cobertura de superfície simulada dos cenários usuais de desflorestamento nos quais a floresta Amazônica foi gradualmente substituída por pastagem degradada. Os resultados no leste da Amazônia, onde são esperadas grandes mudanças na cobertura de solo, mostram um aumento na temperatura do ar próximo da superfície e um decréscimo na evapotranspiração e precipitação principalmente durante a estação seca.

Marengo (2008) analisou as tendências das temperaturas máxima e mínima do ar, a variação térmica diurna, e derivou índices de temperaturas extremas desde os anos 60 sobre o Brasil. A maior parte das estações meteorológicas apresenta abrupto aumento nas temperaturas do período da noite (temperatura mínima) quando comparada a pequena elevação na temperatura durante o dia (temperatura máxima), em níveis anual e sazonal. As tendências de aquecimento são mais fortes durante o inverno quando comparadas as de verão. Assim, as tendências negativas da variação térmica diurna sazonal e anual observadas no sul no Brasil, durante os últimos 40 anos são, no geral, devido ao maior aumento nas temperaturas da noite do que nas temperaturas do dia. Nas escalas de tempo decenais, a presença de eventos El-Niño mais freqüentes e intensos durante os últimos 20 anos também contribuiu para o aquecimento e explica o abrupto aumento nas tendências de extremos de temperatura do ar durante este período, quando comparado ao período frio entre 1960-1980, especialmente para o inverno.

## **2.4 – Os Cenários Climáticos Futuros do SRES**

### **2.4.1 – A1, A2, B1 e B2**

Os trabalhos do *Special Report on Emission Scenarios* (SRES) (NAKIE'ENOVIC'et al. 2000) ainda estão sob revisão, mas um conjunto provisório de quatro cenários de emissões e suas forças sócio-econômicas

associadas foram liberados para utilização. Os cenários SRES foram construídos de forma muito diferente dos cenários IS92 (IPCC, 1992). Os atuais são cenários de referência que procuram especificamente excluir os efeitos da mudança e da política climática na sociedade e na economia (“não-intervenção”). São baseados em um conjunto de cenários narrativos que são subsequente quantificadas usando diferentes modelos. Em resumo, os quatro cenários combinam dois conjuntos de tendências divergentes: um conjunto varia entre fortes valores econômicos e fortes valores ambientais e o outro conjunto entre o aumento da globalização e o aumento da regionalização. Os cenários estão sumarizados na tabela a seguir:

**A1:** Os cenários A1 são de um mundo mais integrado. A família de cenários A1 é caracterizada pelo:

- a) Rápido crescimento econômico.
- b) Uma população que alcança nove bilhões em 2050 e então gradualmente declina.
- c) O rápido espalhamento de novas e eficientes tecnologias.
- d) Um mundo convergente – renda e modo de vida convergem entre regiões. Extensivas interações sociais e culturais mundiais.

Há um subconjunto da família A1 baseada em suas ênfases tecnológicas.

- **A1FI:** Uma ênfase em combustíveis fósseis.
- **A1B:** Uma ênfase balanceada em todas as fontes de energia.
- **A1T:** Uma ênfase em fontes de energia não fósseis.

**A2:** Os cenários A2 são de um mundo mais dividido. A família de cenários A2 é caracterizada pelo:

- a) Um mundo de nações independentes e auto-suficientes

- b) Contínuo aumento da população.
- c) Desenvolvimento econômico orientado regionalmente.
- d) Mais lenta e mais fragmentada mudanças tecnológicas e melhorias para a renda per capita.

**B1:** Os cenários B1 são de um mundo mais integrado, e mais ecologicamente amigável. Os cenários B1 são caracterizados pelo:

- a) Rápido crescimento econômico como em A1, mas com rápidas mudanças no sentido de uma economia de informação e serviço.
- b) População atingindo nove bilhões de pessoas em 2050 e então declinando como em A1.
- c) Redução na intensidade material e a introdução de tecnologia eficiente de recursos limpos.
- d) Uma ênfase em soluções globais para estabilidade ambiental e social e econômica (aumento da igualdade)

**B2:** Os cenários B2 são de um mundo mais dividido, entretanto mais ecologicamente amigável. Os cenários B2 são caracterizados pelo:

- a) Contínuo crescimento populacional, mas em uma taxa mais baixa que em A2.
- b) Ênfases em soluções locais do que globais para a economia, estabilidade ambiental e social.
- c) Níveis intermediários de desenvolvimento econômico.
- d) Mais lenta e fragmentada mudança tecnológica do que em A1 e B1

A divergência entre os três variantes cenários da família A1, em termos de disponibilidade de recursos e a direção dos resultados das mudanças

tecnológicas, em um amplo alcance de emissões de gases de efeito estufa, varia de aproximadamente 5 GtC (A1T “tecnologia não fóssil”), passa por 13 GtC (A1B “tecnologia balanceada de combustíveis) e chega até 35 GtC (A1FI “tecnologia de combustível fóssil”) em 2100.

Na tabela 2.2 a seguir encontram-se os dados de população, Produto Interno Bruto (PIB), PIB per capita, intensidade de energia e cobertura de floresta para todo o globo em 1990 e projeções para 2020, 2050 e 2100, referentes aos quatro cenários.

Tabela 2.1 – Cenários SRES A1, A2, B1 e B2, População, Produto Interno Bruto (PIB), PIB Per Capita, Intensidade de Energia e Cobertura de Floresta para o globo em 1990 e projeções: 2020, 2050 e 2100. ND=Não Disponível.

Cenários	Ano	População (milhões)	PIB	PIB per capita	Intensidade de energia (MJ/\$)	Floresta (milhões de ha)
A1	1990	5262	20.9	4.0	11.3	4249
	2020	7493	56.5	7.5	8.8	3811
	2050	8704	181.3	20.8	5.5	3874
	2100	7056	528.5	74.9	3.3	4326
A2	1990	5263	20.9	4.0	12.8	ND
	2020	8191	40.5	4.9	12.4	ND
	2050	11296	81.6	7.2	10.0	ND
	2100	15068	242.8	16.1	5.7	ND
B1	1990	5297	21.0	4.0	NA	4277.0
	2020	7767	48.2	6.2	NA	4095.0
	2050	8933	113.9	12.8	NA	4207.7
	2100	7239	338.3	46.7	NA	5075.5
B2	1990	5262	20.9	4.0	12.9	4249.5
	2020	7672	50.7	6.6	8.5	3775.9
	2050	9367	109.5	11.7	6.0	3906.7
	2100	10414	234.9	22.6	4.0	4121.7

## 2.5 – Modelagem Climática Regional

A estratégia básica do método de regionalização é que o modelo global é usado para simular as repostas da circulação global de forçantes de larga escala e o modelo climático regional é usado para lidar com as forçantes de escala de sub-grade do modelo global. Para cada aplicação, uma criteriosa

avaliação precisa ser usada em alguns aspectos do modelo como configuração, parametrização, tamanho do domínio e resolução. O viés regional de um MCR não é necessariamente menor do que aqueles das CC do modelo global, os padrões espaciais de clima produzidos pelos MCR estão geralmente em melhor acordo com as observações comparado com os resultados das CC. Há também evidências que MCRs reproduzem bem os extremos de precipitação em escalas não acessíveis aos modelos climáticos globais e apresentam resultados melhores que as CC (Mearns et al., 2003).

O termo de “valor agregado” (added value) (Mearns et. al, 2003) usado durante as comparações entre os resultados dos MRC e as CC é um tema difícil e é debatido por pesquisadores. Isto acontece por que essencialmente depende e, desta forma, as necessidades precisam ser cuidadosamente formuladas para o problema científico específico de interesse. Os modelos globais geram informações em larga escala, mas os ecossistemas, as agriculturas e as hidrologias, devido as suas limitações de resolução, em muitas circunstâncias não estão preparados para fornecer detalhes climáticos locais e regionais com precisão. A técnica de regionalização permite adicionar informações sobre processos não resolvidos pelo sistema climático de larga escala dos modelos climáticos globais. O uso da ferramenta de regionalização para simulação de mudanças climáticas é desta forma necessária para produzir informação adicional comparada aos modelos climáticos globais.

### **2.5.1 – Testes de Sensibilidade e Cuidados**

A técnica de modelagem regional aninhada é empregada em estudos de mudanças climáticas, desde escalas de paleoclima até mudanças climáticas antropogênicas futuras. Durante a última década, os modelos climáticos regionais mostraram ser ferramentas flexíveis, alcançando altas resoluções, com grade 10-20 km. Estes são usados em simulações climáticas de várias décadas e capazes de descrever os mecanismos de retroalimentação climática atuando em escala regional. As condições de superfície necessárias aos

modelos regionais também são a TSM, o gelo do mar, os gases de efeito estufa, as forçantes de aerossóis e as condições de solo fornecidas pelo modelo global (GIORGI, 1990).

Giorgi (1990) foi um dos primeiros a relacionar o uso dos modelos de mesoescala para estudos climáticos. Foram empregadas duas versões, sendo uma do NCAR e outra do *Community Climate Model (CCM)* (o *CCM sazonal com 4,5° x 7,5° e o outro com 2,89° na latitude e longitude de resolução espacial*) foram usados para aninhar com a versão do modelo de mesoescala da *Pennsylvania State University (MM4 com 60km de resolução)*. O objetivo foi analisar a climatologia de janeiro sobre o oeste americano. Os resultados do MM4 mostraram resultados bem próximos ao CCM. Devido a mais alta resolução, os resultados dos campos de distribuição de precipitação e temperatura mostraram serem melhores que o CCM. A frequência de precipitações diárias intensas também foi bem simulada espacialmente.

Estudos recentes mostraram que os MCR exibem variabilidade interna devido às dinâmicas internas não lineares, não associadas às forçantes de CC, as quais adicionam outro fator de incerteza nas simulações de mudanças climáticas regionais (JI, VERNEKAR, 1997; GIORGI, BI 2000, CHRISTENSEN et al., 2001). Um modelo atmosférico global é sensível as condições iniciais por causa da natureza linear e não linear dos processos atmosféricos. Por exemplo, duas simulações de modelos globais com pequenas diferenças nas condições iniciais irão divergir substancialmente após poucos dias de simulação (GIORGI, BI 2000).

Nobre e Moura (2001) usaram o sistema de previsão dinâmico do *International Research Institute for Climate Prediction (IRI)* com o MCR aninhado dentro de um modelo de circulação global, sobre o NE brasileiro de janeiro a abril de 1999. Foram usadas as saídas do modelo global ECHAM3 para aninhar o Modelo Espectral Regional, rodado na grade de 80 km, e a saída deste usada para aninhar um segundo modelo na grade de 20 km. A TSM utilizada como CC foi a prevista sobre os oceanos tropicais. Os resultados mostraram o

modelo regional de 80 km com melhores resultados do que o global para a previsão de chuva, reduzindo a tendência sazonal e o erro quadrático médio, como pode ser visto na Tabela 2.3. O modelo de 20 km apresentou grandes erros, com padrões espaciais muito similares a topografia local. A correta previsão da posição da ZCIT sobre o Atlântico proporcionou os melhores resultados no modelo de 80 km. O MCR melhorou os detalhes espaciais, temporais de distribuição de precipitação e também apresentou um espalhamento mínimo entre os membros estudados. Estes erros podem ser decorrentes do processo de regionalização, ou seja, o modelo de 20 km usou CC com os erros transmitidos pelos dois modelos.

Tabela 2.2: Média, Desvio Padrão e Erro Quadrático Médio (EQM) da precipitação média simulada sobre o Nordeste brasileiro entre 1 de janeiro a 30 de abril de 1999

	Média	Desvio Padrão	EQM (mm/dia)
ECHAM3	7.0	4.7	6.2
RSM-80	4.7	3.4	4.4
RSM-20	6.4	4.1	5.5
Observado	3.5	3.0	--

Fonte: Nobre e Moura (2001).

Cada aplicação precisa ser submetida a uma criteriosa avaliação em relação à alguns aspectos como resolução e tamanho do domínio do modelo. O tamanho do domínio também é um fator muito importante quando analisando os resultados dos MCR. Outras fontes de erro são decorrentes de *Spin-Up* (de umidade de solo) entre os modelos, por isso alguns trabalhos sugerem que seja descartado o primeiro ano da integração climática, pois este é o período que o modelo MCR está se adaptando ao modelo global.

### 2.5.2 - Modelos Climáticos Regionais em Cenários Futuros

A seguir são comentados resultados de trabalhos de pesquisa de mudanças climáticas regionais sobre a AS utilizando diferentes MCRs. O objetivo é

identificar as diferenças entre os resultados destes modelos sobre a AS utilizando cenários atuais e futuros.

Chou et. al (2002) conduziram um dos primeiros experimentos de integração contínua, de um mês, com um modelo regional Eta para a AS. O Eta simulou campos de precipitação com maior definição, principalmente com relação ao relevo. Desta forma, ficaram mais próximos aos dados observados (CRU) que o modelo T062L28 do CPTEC usado como CC. Esta característica apresentou-se no verão e, principalmente, durante a estação seca.

O modelo Eta foi usado no estudo da previsibilidade da precipitação em diferentes escalas de tempo (sazonal, mensal e semanal) sobre a AS (Chou et al. 2005). As CC laterais deste trabalho foram obtidas das simulações do modelo global T062L28 do CPTEC. Doze sobreposições de integrações de 4,5 meses foram realizadas de fevereiro de 2002 até fevereiro de 2003. As comparações das simulações do modelo global com o modelo Eta, mostraram considerável melhora dos resultados do modelo Eta em relação as CC. A avaliação das simulações sazonais do modelo Eta, contra a climatologia, mostrou valores adicionados aos resultados das CC.

Fernandez et al. (2006) investigaram a capacidade de dois modelos regionais: RegCM3 e a versão climática do Eta/CPTEC (EtaClim) para simular características climatológicas médias da circulação quase estacionária sobre a AS. Em geral, o RegCM3 e o EtaClim mostram, respectivamente, um desvio negativo e positivo para a temperatura à superfície em quase todas as regiões da AS. As simulações das circulações de altos e baixos níveis e dos campos de precipitação no EtaClim foram melhores do que o RegCM3. Em geral, sobre a Amazônia, ambos os modelos não foram capazes de simular a precipitação corretamente.

Bustamante et al. (2006) fizeram uma avaliação sazonal do modelo regional Eta em uma simulação de 5 anos entre dezembro e fevereiro e entre junho a agosto sobre a AS. As CC do modelo do global do CPTEC T062L28, estão

entre os anos de 1997 a 2001. Os resultados foram comparados às análises do NCEP. O modelo, em geral, capturou os padrões de precipitação das estações seca e chuvosa. Alguma superestimação ocorreu ao longo de três áreas costeiras: sul do Chile, Atlântico Equatorial e leste do NE do Brasil.

Pisnichenko et al. (2006) descreveram dois períodos de integrações do modelo Eta guiado pelo HadAM3P. Um dos períodos foi 1961-1990 e o outro foi de 2071-2100. Ambos os resultados, mostraram grande viés negativo nos campos de precipitação, sobre quase todo centro-norte da AS e precipitação levemente menor ao longo da ZCIT sobre o Atlântico, para o período do verão.

Rocha et al. (2006) utilizaram o modelo regional RegCM3 com as CC do HadAM3, para simular uma integração climática de 10 anos para períodos atuais, como primeira fase necessária de calibração do modelo para uma integração climática de 2071-2100. O modelo usado tem 60 km de resolução, 23 níveis na vertical e foca apenas duas regiões do Brasil: uma sobre o Rio Amazonas e outra sobre a Região SE. Os resultados mostraram que o ciclo anual de precipitação simulado sobre a Amazônia pelos modelos HadAM3 e RegCM3 foram muito similares aos observados, mas ambos os modelos representaram viés negativo nos primeiros 9 meses do ano. O RegCM3 gerou um viés negativo sistemático durante a estação chuvosa enquanto o HadAM3 superestimou a temperatura ao longo do ano. Em comparação com o modelo HadAM3, o RegCM3 falha na indicação do início da estação chuvosa entre outubro-novembro. Isto implica que a temperatura máxima anual do RegCM3 ocorreu em outubro, o que está em desacordo com as observações.

Solman et al. (2008) integraram o modelo MM5 sobre o sul da AS entre os anos 1981-1990. O modelo capturou o padrão espacial de larga escala de precipitação e sua evolução sazonal, entretanto o MM5 superestimou a precipitação sobre a região dos Andes em todas as estações e no sul do Brasil durante o verão. A precipitação foi subestimada sobre a Bacia do Prata durante toda a primavera. Os extremos de precipitação foram melhores simulados pelo MM5 do que pelas CC provenientes do modelo global HadAM3P. A

variabilidade interanual foi bem simulada também, mas fortemente regulada pelas CC, principalmente durante os meses de verão.

Soares (2008) usou o modelo regional HadRM3P do HC para estudar o JBN da AS e comparar os fluxos de umidade em uma simulação que representou o clima atual e outra representou um clima futuro a partir do cenário de emissões A2 do HadAM3P. O maior aquecimento acontece na região tropical do Brasil enquanto que maiores valores de precipitação passam a ocorrer sobre a Região Sul do Brasil. A presença do JBN da AS com maior frequência e um maior transporte de umidade associado ao jato num clima de aquecimento global, poderia ser a principal causa do aumento da precipitação na região sul do Brasil.

Através dos resultados analisados nesta seção, nota-se que os MCR apresentam viés negativo ou positivo e variam sazonalmente, entretanto estes resultados se mostram melhores que as CC na maioria das regiões. Neste trabalho optou-se pelo uso do modelo Eta porque ele é um modelo onde já existe um bom conhecimento quando rodado com cenários atuais e futuros. A coordenada eta também é muito favorável, pois permite bons resultados quando usada em regiões com grandes cadeias de montanhas como é o caso dos Andes na AS. Outro fator importante é que o modelo Eta simula bem o JBN (SAULO et al. 2000), sendo este muito importante na advecção de umidade em 850 hPa para a manutenção das ZCAS. Ressalta-se que o Eta foi poucas vezes utilizado para cenários futuros e também é a primeira vez que será usado em cenários futuros com renovação de CO<sub>2</sub>.

## **3.0 – DADOS E METODOLOGIA**

Neste capítulo são descritos alguns processos físicos, parametrizações e características de integração dos modelos globais HadCM3 e HadAM3P. Há uma discussão das principais modificações necessárias no código do modelo Eta para ser usado nestas longas integrações. São apresentadas algumas das características dos dados utilizados como as reanálises do ERA-40, NCEP e os dados de precipitação e TPS do CRU. Por último são delineadas as metodologias do algoritmo de identificação de casos ZCAS, cálculo do fluxo e balanço de umidade sobre o Brasil.

### **3.1 – Descrição dos Modelos e Dados Observados**

#### **3.1.1 – Modelos HadAM3P e HadCM3**

Estes modelos do HC utilizam um calendário hipotético, no qual cada ano possui 12 meses com 30 dias por mês. Os nomes dos arquivos de saída dos modelos HadCM3 e HadAM3P usam o calendário de 360 dias/ano e com intervalos de 6 horas. As variáveis utilizadas são umidade específica, temperatura potencial, pressão à superfície e vento horizontal. A resolução horizontal deles é de  $2,5^\circ$  na latitude por  $3,75^\circ$  na longitude e são comparáveis à resolução de um modelo espectral T42. A coordenada vertical de pressão é híbrida com 19 níveis, são hidrostáticos e usam ponto de grade Arakawa-B. A componente oceânica tem 20 níveis e resolução horizontal de  $1,25^\circ$  na latitude por  $1,25^\circ$  na longitude. O esquema de precipitação é descrito por Senior e Mitchell (1993) com a taxa de evaporação da precipitação descrito por Gregory (1995). A precipitação de larga escala e o esquema de nuvens está formulado em termos de uma variável de água de nuvem explícita seguindo Smith(1990). O esquema de radiação possui 6 e 8 bandas espectrais no comprimento de onda curta e longa, respectivamente. O efeito radiativo dos gases estufa tais como o  $\text{CO}_2$ , vapor de água e  $\text{O}_3$  estão explicitamente representados pelo esquema de Edwards e Slingo (1996). Uma simples parametrização de aerossol está também incluída (CUSACK et al., 1998).

O modelo HadAM3P é uma versão atmosférica forçada com as anomalias de TSM geradas pela componente oceânica do modelo acoplado HadCM3. Desta forma, em simulações de cenários atuais, o HadAM3P utiliza as anomalias TSMs observadas e, apenas em cenários futuros, a TSM é a do modelo acoplado HadCM3. Normalmente, os modelos de simulação de mudanças climáticas calculam a transferência radiativa apenas do CO<sub>2</sub>. Para outros gases de efeito estufa, como o CH<sub>4</sub>, é calculado apenas o equivalente de CO<sub>2</sub>. Uma das principais diferenças entre os modelos é que o HadCM3 é um Modelo Climático Global Acoplado Oceano-Atmosfera (MCGA) com uma climatologia estável, controlada e sem ajustes de fluxo. O ajuste de fluxo é usado por causa do não balanço de água doce, devido à neve que ocorre sobre lençóis de gelo que estão retornando para o oceano através de um apropriado fluxo de água sobre áreas adjacentes aos oceanos.

Os arquivos de saída da integração do modelo HadAM3P com o cenário B2 do IPCC entre 1961-2099, encontram-se disponíveis no CPTEC desde 2003, enquanto que os arquivos de saída da integração do HadCM3 com o cenário A1B entre 1961-2099, encontram-se disponíveis no CPTEC desde 2007. Foi então realizada uma avaliação entre ambos os modelos do HC, sobre a AS, para identificar qual modelo mostra melhores resultados. Foram usadas as variáveis de precipitação, TPS, ventos e pressão ao nível médio do mar (PNMM). Os resultados mostraram que o HadCM3 ficou mais próximo da climatologia observada (1961-1990) nas reanálises do ERA40 (UPALLA et al., 1996) e do CRU (MITCHELL et al, 2003), na maior parte do período e das regiões.

A validação das modificações introduzidas no código do Eta é realizada com uma simulação de 10 anos (1961-1970) utilizando o modelo HadAM3P, pois este era o modelo global climático disponível durante aquele período. Após o período de validação, tornou-se disponível ao CPTEC as saídas do modelo HadCM3 que foi utilizado como condições iniciais e CC nas simulações de 30 anos com cenários atuais e futuros, devido a este exibir melhores resultados

que o HadAM3P. Sabe-se que o HadCM3 deveria ter sido usado na validação do Eta no lugar do HadAM3P, porém houve uma demora de muitos meses na disponibilização do HadCM3 ao CPTEC.

### 3.1.2 – Modelo Eta

O modelo regional Eta foi desenvolvido na Universidade de Belgrado (MESINGER et al., 1988), utilizado operacionalmente no NCEP (BLACK, 1994) e, atualmente, é usado no CPTEC (Chou et al. 2000) na previsão de tempo. Tal modelo foi modificado para simulação climática (BUSTAMANTE et al. 2002) e foi utilizado em estudos de simulação sazonal sobre a AS (BUSTAMANTE et al., 2006; ALVES et al., 2004; CHOU et al., 2005) apresentando melhores resultados, isto é, mais próximos das observações que o modelo global do CPTEC com resolução T062L28, usado como condições iniciais e CC.

O esquema de integração é por particionamento explícito ('split-explicit'). Os termos de ajuste devido às ondas de gravidade são tratados por Janjic (1979). Uma das vantagens da coordenada  $\eta$  é que as superfícies constantes de  $\eta$  estão dispostas quase na horizontal tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Isto reduz o problema do cálculo do gradiente horizontal de pressão que acontece na coordenada sigma. Logo a coordenada  $\eta$  pode ser considerada uma alternativa na substituição do sistema sigma. A equação 3.1 é a definição da coordenada eta e a 3.2 é o termo de conversão da coordenada sigma para a coordenada eta.

$$\eta = \left( \frac{p - p_T}{p_S - p_T} \right) * \eta_S \quad (3.1)$$

$$\eta_S = \frac{p_{rf}(z_S) - p_T}{p_{rf}(0) - p_T} \quad (3.2)$$

Onde  $p$  é a pressão, os sub-índices  $T$  e  $S$  estão relacionados aos valores de topo e superfície do modelo atmosférico, respectivamente.  $p_{rf}(z_S)$  é definida

como a pressão de referência na altura da topografia.  $z_s$  são permitidas tomarem somente um conjunto de valores discretos, escolhidos de forma que as montanhas sejam construídas com grades tridimensionais do modelo ( $p_t = 25 \text{ hPa}$  e  $p_{rf} = 1013,2 \text{ hPa}$ ).

O esquema do cálculo de radiação de onda longa baseia-se no modelo de Fels e Schwarzkopf (1975), enquanto a radiação de onda curta segue o modelo de Lacis e Hansen (1974). Os dois esquemas são chamados a cada duas horas de integração. As tendências de temperatura da atmosfera associadas aos efeitos radiativos são aplicadas após cada passo de tempo. A cobertura de nuvens estratiformes e cumuliformes é diagnosticada com base na umidade relativa e na taxa de precipitação convectiva do modelo. As concentrações de  $\text{CO}_2$  e  $\text{O}_3$  na atmosfera são climatológicas. O modelo Eta usa um esquema de convecção cúmulus desenvolvido por Betts e Miller (1986). Esta parametrização trata tanto a convecção rasa (não precipitante) quanto a profunda (precipitante). Este esquema está fundamentado no ajuste dos perfis de temperatura e umidade específica, termodinamicamente instáveis, na direção de um perfil de referência, com um tempo de relaxação prescrito.

### **3.1.3 – Dados usados para validação do Eta**

As reanálises do ERA40 (UPALLA et al., 1996), NCEP (KALNAY et al., 1996) e os dados do CRU (MITCHELL et al, 2003) são usados na validação da simulação climática entre os anos de 1961-1970 (HadAM3P) e como condições iniciais. Maiores detalhes sobre as reanálises do ERA40, NCEP e dos dados do CRU estão apresentados abaixo:

- a) Reanálises do ERA40: são usadas médias mensais com resolução espacial de  $1,25^\circ$  na latitude por  $1,25^\circ$  de longitude. As reanálises do ERA40 são utilizadas na validação do modelo Eta (1961-1970). São necessárias as médias mensais das variáveis de vento (850 mb e 250 mb), PNMM e umidade específica em 925 hPa.

- b) Reanálises do NCEP: são usadas médias mensais com resolução espacial de  $2,5^\circ$  na latitude por  $2,5^\circ$  de longitude. Estas reanálises do NCEP são utilizadas como condições iniciais nos campos de temperatura e umidade de solo, para quatro níveis de profundidade. Elas são usadas nas integrações de 1961-1970 (validação) e na de 1961-1990 (simulação de controle).
- c) Climatic Research Unit (CRU): da *University of East Anglia* estão disponíveis na grade  $0,5^\circ$  de latitude por  $0,5^\circ$  de longitude com médias mensais das variáveis de TPS e precipitação, para o período entre 1901-1999. O CRU é usado na validação do modelo Eta (1961-1970).

## **3.2 – Metodologia**

### **3.2.1 – Alterações no código do Eta para regionalização dos modelos do HC**

Serão necessárias várias alterações no código do Eta. Três delas visam uma equivalência nos calendários e nas atualizações de TSM e  $\text{CO}_2$  do modelo Eta e dos modelos do HC. Outras alterações relacionadas ao código não merecem destaque como, por exemplo, o aumento de precisão em muitas variáveis.

As CC provenientes dos modelos do HC possuem um calendário hipotético de 360 dias/ano e atualizam a cada 6 horas as variáveis de temperatura potencial, ventos, umidade específica e pressão à superfície. Desta forma, é necessária a alteração do calendário do Eta de 365 para 360 dias, visando uma equiparação dos ciclos sazonais do Eta e dos modelos do HC. Durante uma integração, o modelo Eta utiliza o tempo em segundos e, a cada duas horas, calcula uma nova posição do Sol. Para isto existe um algoritmo que transforma o tempo de integração de segundos para o calendário Gregoriano e Juliano. Feito isto, esta data Gregoriana e Juliana não são mais utilizadas até as próximas duas horas.

Foi então substituído este algoritmo, usando agora um que transforma o tempo de integração de segundos para o calendário de 360 dias.

Devido à atualização da TSM nos modelos do HC ser mensal, é necessária também uma nova modificação no código do modelo Eta, para transformar o valor constante da TSM para uma atualização mensal. Com o objetivo de evitar a ocorrência de modificações abruptas, durante a renovação mensal no campo de TSM, foi introduzida uma interpolação linear entre dois meses consecutivos de forma a se obter diferentes campos entre estes. Sendo assim, tem-se um novo campo de TSM para cada dia do mês.

A atualização de CO<sub>2</sub> no modelo Eta se tornou possível após o trabalho de Schwarzkopf (2005), no qual foram recalculados e fornecidos os novos perfis verticais de temperatura compatíveis com as concentrações de 2\*CO<sub>2</sub> e 4\*CO<sub>2</sub>. Independentemente da atualização destes perfis verticais o modelo Eta apenas lê o valor de CO<sub>2</sub> e o mantém inalterado durante a integração. Desta forma, é necessária uma alteração no código do modelo, para que as atualizações de CO<sub>2</sub> sejam similares aos modelos do HC. Os modelos do HC atualizam o valor do CO<sub>2</sub> de acordo com a Tabela 3.2. Porém, para evitar mudanças bruscas na sua atualização decenal, o mesmo foi interpolado linearmente para uma variação anual entre dois valores decenais, criando assim um novo valor para cada ano.

No ano de 2003 o modelo Eta/CPTEC foi preparado para ser utilizado com as CC das saídas das integrações de 1961-1990 e 2071-2100 do modelo HadAM3P. Pisnichenko et al.(2006) descrevem que estas integrações longas com o ETA/CPTEC foram feitas através da preparação de uma interface de iniciação do modelo ETA com as CC do HadAM3P. Ocorreu modificação na atualização da TSM para utilização das TSMs geradas pelo HadAM3P. Também houve uma modificação dos programas de radiação solar para o calendário artificial de 360 dias utilizado pelo HadAM3P. Este modelo Eta modificado passou a ser chamado de Eta/CCS. Entretanto, no trabalho de Pisnichenko et al. (2006), não foi usada a atualização de CO<sub>2</sub> em cenários

futuros devido à não disponibilização dos novos arquivos de perfis verticais antes do início das integrações.

Devido aos resultados conseguidos por Pisnichenko et al. (2006) e devido à não atualização da concentração de CO<sub>2</sub>, de acordo com as CC, nos cenários futuros, optou-se pelo desenvolvimento de um novo Eta com calendário de 360 dias, renovação de TSM e de CO<sub>2</sub> equivalentes as CC. A versão modificada nesta tese é chamada de Eta-CS. (Eta-Climate Simulation)

### **3.2.2 – Plano das Simulações e Projeções do modelo Eta**

Inicialmente foi feito um ajuste no Eta, que consistiu na otimização do tamanho da grade com relação à localização do domínio do modelo, para economizar tempo de integrações, e deixar as circulações de grande escala bem representadas (MEARNS et al., 2003). O domínio do modelo deve ser grande o suficiente de forma que o modelo climático regional desenvolva suas características circulações de mesoescala e inclua todas as áreas onde as forçantes e os processos são importantes para o clima da região. Além disto, a região de interesse de estudo deve localizar-se longe das bordas laterais com o objetivo de uma minimização da sua influência. (MEARNS et al., 2003; VANNITSEM, CHOME, 2005). Segundo os mesmos autores as bordas laterais também devem localizar-se fora de regiões montanhosas e, de preferência, devem permanecer sobre regiões oceânicas.

Christensen et al. (2001) verificaram que é necessário, mas não suficiente, para a validação geral de um MCR, que este simule o escoamento de grande-escala, o qual corresponde às bordas laterais e, que realísticas e pequenas características sejam adicionadas. O modelo pode somente ter uma validade geral se os processos físicos estiverem livres, atuando no modelo regional e não forçados para dentro deste através das condições de bordas laterais.

Desta forma, na projeção de uma grade regular, foi escolhida uma grade com 40 km na latitude e longitude. São utilizados 38 níveis na vertical e as CC situam-se sobre as longitudes 83°W e 25,8°W e sobre as latitudes 50,2°S e 12,2°N. Estas bordas são fixadas, longe o suficiente, para uma diminuição dos efeitos das bordas sobre a região de análise que é o SMAS (MEARNS et al., 2003). Além disto, a maior parte da região das bordas localiza-se sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, diminuindo assim o efeito do relevo sobre as bordas (MEARNS et al., 2003). As CC inferiores de albedo são climatológicas. A água no solo segue o esquema Chen et al. (1997) com 4 camadas de solo e 12 tipos de cobertura vegetal. As reanálises de temperatura e umidade com 4 camadas de solo do NCEP são utilizadas como condições iniciais de superfície.

A tabela 3.1 abaixo lista as simulações e projeções realizadas, os seus períodos de integração, os modelos utilizados e os objetivos da simulação. A primeira simulação de 10 anos, entre 1961 e 1970, tem como objetivo a validação das modificações realizadas no código e a identificação dos erros sistemáticos. A segunda simulação de 30 anos, entre 1961-1970, visa a criação de uma climatologia. Finalmente, a projeção de 30 anos (2070-2099), visa a análise de cenários climáticos futuros.

Tabela 3.1 - Relação das simulações realizadas, período (anos), CC/CI (condição inicial e de contorno) e objetivos da integração

Simulação	Período	CC/CI	Objetivos desta integração
Simulação 1	1961-1970	HadAM3P	Validação das modificações no código
Simulação 2	1961-1990	HadCM3	Análise da Climatologia
Projeção	2070-2099	HadCM3 (A1B)	Análise das anomalias nos cenários climáticos futuros

### 3.2.2.1 Simulação de 10 anos (1961-1970) usando HadAM3P

Esta simulação se inicia em 01 de dezembro de 1960 (um mês de spin-up) e o mesmo é integrado até 30 de dezembro de 1970 (10 anos). Ressalta-se que as CC do HadAM3P são utilizadas devido à simulação do HadCM3 ainda não encontrar-se disponível no CPTEC na data de início da simulação de validação do modelo Eta.

Esta simulação visa a validação da estabilidade do modelo devido às modificações efetuadas no calendário de 360 dias e na leitura de TSM. Ressalta-se a importância de uma análise do valor adicionado pelo Eta com relação aos resultados das CC. Desta forma, é escolhido um conjunto de variáveis que está disponível tanto nas CC como no modelo Eta, nas reanálises e nos dados do CRU e, além disto, a maioria destas variáveis analisadas é usada nos cálculos de balanço e fluxo de umidade. As variáveis são a circulação dos ventos em 850 e 250 hPa, PNMM, precipitação, TPS e umidade específica.

É necessária uma avaliação dos erros sistemáticos dos modelos Eta e HadAM3P através dos dados observados do CRU (precipitação e TPS) e das reanálises do ERA-40 (ventos, PNMM e umidade específica). Nesta simulação são calculados:

- a) erro médio absoluto: é dada pela equação 3.3, onde se observa o somatório do módulo das diferenças entre simulado ( $s_i$ ) e o observado ( $o_i$ ) de uma mostra de N elementos.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |s_i - o_i| \quad (3.3)$$

- b) erro quadrático médio: mede o grau de diferença média entre o observado ( $o_i$ ) e o simulado ( $s_i$ ) em uma amostra com N elementos. Esta na equação 3.4 logo abaixo.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (o_i - s_i)^2} \quad (3.4)$$

c) viés: a equação 3.5 abaixo avalia a tendência de algumas simulações em ponderar algum valor positivo ou negativo entre os dados simulados ( $s_i$ ) e observados ( $o_i$ )

$$vies = \sum_{i=1}^N (s_i - o_i) \quad (3.5)$$

Além disto, será analisada a variabilidade interanual calculando-se:

a) desvio padrão: é dado pela fórmula 3.6 abaixo, onde  $N$  é o número de elementos da amostra,  $i$  é o  $n$ -ésimo elemento da amostra e  $s$  é a simulação realizada ( $s_i$ ) analisada e  $\mu$  é o valor médio desta simulação.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\mu - s_i)^2} \quad (3.6)$$

b) coeficiente de variação: na equação 3.7 é dado pela divisão entre o desvio padrão  $\sigma$  e a média  $\mu$ .

$$c_v = \frac{\sigma}{\mu} \quad (3.7)$$

Estes resultados possibilitam estudar se o domínio escolhido pode ser usado nas integrações principais de 30 anos. Pode-se também verificar qual é o nível dos erros sistemáticos dos modelos Eta e HadAM3P. Se o Eta se mostrar com menores ou iguais erros sistemáticos, conclui-se que ocorreu incremento ou igualdade de valores pelo Eta aos resultados do modelo HadAM3P. Sendo

assim pode então ser aprovada uma validação do modelo Eta. Se os resultados desta simulação não estiverem correspondendo, claramente, as climatologias do mesmo período, são necessárias reformulações na localização das bordas laterais e na resolução do modelo.

### **3.2.2.2 – Integração de Controle (1961-1990) usando HadCM3**

As saídas do modelo HadCM3 são utilizadas como condições iniciais e CC para o período de 01 de janeiro de 1960 (um ano de spin-up) até 30 de dezembro de 1990. As principais diferenças são a troca do modelo HadAM3P pelo HadCM3 e o uso do cenário A1B, no lugar do cenário B2. Estas simulações serão utilizadas como a rodada de controle (ou climatologia) durante o cálculo de anomalias em cenários futuros. Desta forma, a partir destes resultados, são calculados o início e o final da estação chuvosa, a localização de casos de ZCAS, o fluxo e o balanço de umidade.

### **3.2.2.3 – Cenários Climáticos Futuros (2070-2099) usando HadCM3**

As saídas do modelo HadCM3 são utilizadas como condições iniciais e CC para o período de 01 de janeiro de 2069 (um ano de spin-up) até 30 de dezembro de 2099 utilizando o cenário climático futuro A1B. A tabela 3.2 mostra a atualização da concentração de CO<sub>2</sub> durante os períodos de 1980 a 2100. Estes valores estão próximos aos usados pelos modelos HadCM3, HadAM3P e PRECIS, para as suas respectivas décadas.

Esta integração é usada para estudar a variabilidade interanual ocorrida com o início e o final da estação chuvosa, com o número de casos e frequência de casos de ZCAS. Além disso, serão analisadas também as anomalias ocorridas em cenários futuros com o fluxo e o balanço de umidade durante casos de ZCAS.

Tabela 3.2 – Concentração de CO<sub>2</sub> para cenários A2 e A1B, próximo ao usado pelos modelos HadCM3, HadAM3P e PRECIS. UNIDADE: (ppm)

Ano/Cenário	A2	A1B
1980	337	337
1990	353	353
2000	369	369
2010	390	391
2020	417	420
2030	451	454
2060	580	572
2070	635	611
2080	698	649
2090	771	685
2100	856	717

Fonte: IPCC (2007)

### 3.2.3 – Balanço e fluxo de umidade durante casos de ZCAS

Rao et al. (1996) estudaram a contribuição da umidade do oceano Atlântico e a da evapotranspiração da floresta Amazônica na precipitação sobre as Regiões CO e SE do Brasil. O transporte de umidade tem um máximo durante os meses do verão austral e um mínimo durante os meses de inverno. O transporte de umidade é realizado através do JBN ou pela ZCAS. Neste trabalho é calculado o valor médio transportado durante toda a estação chuvosa, durante os casos de ZCAS e durante os casos de NZCAS (na estação chuvosa).

Na metodologia utilizada, é necessário inicialmente o cálculo das datas de início e término da estação chuvosa. Depois, é aplicado o algoritmo para localização de casos de ZCAS durante o período da estação chuvosa. Em seguida, são construídos os campos compostos de algumas variáveis, tais como precipitação e TPS durante os casos de ZCAS. A validação irá depender dos resultados obtidos com estes campos compostos, pois deverão apresentar características de casos de ZCAS. Uma vez validado o algoritmo de localização de casos de ZCAS, é possível fazer o cálculo do fluxo e balanço de umidade.

#### 3.2.3.1 – Identificação da estação chuvosa média

As datas de início e término das estações chuvosas são necessárias devido ao algoritmo que faz a identificação de casos de ZCAS. Há vários métodos de detecção do início da estação chuvosa (KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004; RODRIGO, CARVALHO, 2008; SILVA, 2008). Kousky (1988) usou pântadas de OLR para identificar a data de início da estação chuvosa sobre a AS tropical. Marengo et al. (2001) usaram um limite de precipitação na identificação da data de início da estação chuvosa sobre cinco áreas sobre a Amazônia. Rodrigo e Carvalho (2008) através dos modelos do IPCC e uma adaptação de identificação da estação chuvosa de Marengo et al. (2001), verificaram a potencialidades de alguns modelos do IPCC em identificar o início e final da estação chuvosa. Silva (2008) utilizou um critério baseado no fluxo de umidade atmosférico sobre uma área reconhecida como principal região de monção, por causa da reversão do vento zonal e das mudanças na umidade do ar na estação de transição de verão e inverno.

Devido ao modelo Eta apresentar boa simulação de ventos em 850 hPa e satisfatória de precipitação, foi usado o método desenvolvido por Gan, por associar precipitação e direção de ventos em 850 hPa na identificação de início e final da estação chuvosa. Gan et al (2004), verificaram que os períodos chuvosos têm, em média, 7 meses (de outubro a abril) e os secos em média 5 meses (de maio a setembro). No método utilizado por Gan, o início (final) da estação chuvosa é identificado como a ocorrência de ventos de oeste (de leste) em 850 hPa ao longo de 60°W entre as latitudes 10°-20°S junto com taxas de precipitação maiores (menores) do que 4 mm/dia em pelo menos 75% das subseqüentes 8 pântadas.

A aplicação direta destes parâmetros no modelo Eta gerou estações chuvosas com períodos menores que o trabalho de Gan et al. (2004). Desta forma, o parâmetro limite de precipitação teve que ser readaptado nesta tese. Foram realizados vários testes com os parâmetros de precipitação e ventos em 850 hPa e, a precipitação de 3,2 mm/dia foi a que apresentou uma estação chuvosa com um número de pântadas próximo do encontrado por Gan et al. (2004).

Desta forma, o modelo Eta gerou a estação chuvosa com uma média de 38 pentadas, enquanto que Gan et al. (2004) encontraram 36 pântadas, usando as reanálises do NCEP entre 1971 e 2000.

Para a data inicial (final) da estação chuvosa é usado 15 dias antes (depois) da data média de início (fim) da estação chuvosa. Desta forma, espera-se detectar casos de ZCAS em períodos mais raros como na segunda quinzena de setembro e primeira quinzena de abril.

### **3.2.3.2 – Identificação da zona de convergência do Atlântico sul**

Devido ao grande volume de dados disponibilizados nos 86400 arquivos, é necessária a criação de um algoritmo para a identificação de casos de ZCAS. Este algoritmo deve identificar casos de ZCAS automaticamente e, se for necessário, pode ser usada a intervenção do usuário com o objetivo de modificar duvidosos casos de ZCAS.

Antes do início da construção do algoritmo, devem ser analisados trabalhos anteriores, para identificar algumas das principais características climáticas das ZCAS. A ZCAS é identificada quando uma banda de nebulosidade permanece como um sistema semi-estacionário por quatro ou mais dias sobre uma mesma região (QUADRO, 1993; SANCHES, 2002). Outros fatores importantes foram apontados na metodologia usada por Cavalcanti e Rowntree (1998) tais como campos de ROL, umidade relativa em 700 hPa, vento em 850 hPa e omega em 500 hPa. Trabalhos mais atuais apontam mais algumas variáveis como vento em 500 hPa e 250 hPa (Escobar et al., 2005). Em outro trabalho, Gan et al. (2004) utilizaram um valor limite de  $200 \text{ W/m}^2$  para a identificação de uma ZCAS em um campo de ROL.

A partir destes trabalhos anteriores, foi construído um algoritmo para identificação de casos de ZCAS. Ele localiza as seguintes variáveis meteorológicas destacadas abaixo, semi-estacionárias por mais de 4 dias:

- a) velocidade vertical (omega) em 500 hPa negativo

- b) campo de ROL abaixo de  $220 \text{ W/m}^2$ ;
- c) convergência de umidade em 850 hPa sobre a frente;
- d) divergência em 250 hPa
- e) precipitação acima de 2 mm/dia

Para cada um das variáveis, o algoritmo atribui o valor 1 sobre a região na qual for identificada estacionária, por mais de 4 dias, e coloca o valor 0 para as restantes áreas não estacionárias. Em seguida os valores destes cinco campos são somados e nas regiões que exibirem valores maiores ou iguais a 4, identificam possíveis ZCAS. Entretanto, a área de estudo é mais precisamente sobre o litoral leste do Brasil. Sendo assim, é calculada uma média de área sobre a região entre as latitudes de  $10^\circ\text{S}$  e  $40^\circ\text{S}$  e longitudes de  $55^\circ\text{W}$  e  $26^\circ\text{W}$ . Se esta média de área for maior ou igual a 0,4 é identificada uma região onde esta ocorrendo uma possível ZCAS. Este algoritmo automático falha, em média, entre 5 a 10% dos casos identificados de ZCAS. Estas falhas foram identificadas entre os anos de 1961-1965 ao se comparar os resultados do algoritmo com os obtidos por um método manual e usando um número maior de variáveis que o algoritmo. A Região brasileira que apresentou o maior número de falhas foi no NE.

Antes de usar os resultados é necessária uma segunda validação do algoritmo de identificação ZCAS. Desta forma, através das datas de início e término das ZCAS, são agora avaliados os campos compostos de precipitação, TPS, ROL, circulação dos ventos (850, 500, 250 hPa) e fluxo de umidade relativa em 850 hPa durante os períodos de ZCAS e NZCAS. O objetivo deste é estudar as características climáticas espaciais exibidas por estes compostos durante casos de ZCAS e NZCAS. Após a validação do algoritmo é feito o cálculo dos fluxos e balanços de umidade durante estes casos de ZCAS encontrados.

Nesta tese, devido ao uso de MCR e com o objetivo de um aprofundamento no estudo das ZCAS, as mesmas são analisadas separadamente sobre as

seguintes Regiões: SE, Região Sul e NE. Análise similar foi desenvolvida por Cavalcanti e Rowtree (1998) que analisaram a ocorrência de ZCAS sobre estas mesmas Regiões.

### 3.2.2.2– Cálculo do fluxo médio de umidade integrada na vertical

Herdies et al. (2002) calcularam a direção e a magnitude do fluxo de umidade em casos de ZCAS e NZCAS através de uma divisão da área do Brasil em seis quadrados, de A até F, como na Figura 3.1. Durante os episódios de ZCAS, foi avaliado o transporte de umidade das regiões tropicais para as regiões subtropicais. As fórmulas do cálculo do transporte de umidade entre as áreas de A até F da Figura 3.1 estão referidas a seguir nesta seção. São calculados os valores para os períodos atuais (1961-1990) e as anomalias ocorridas nos cenários climáticos futuros (2071-2100).

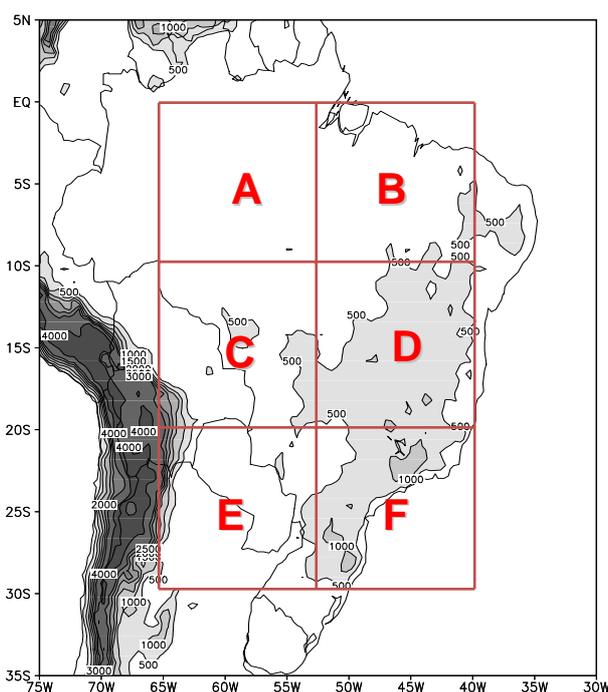


Figura 3.1 – Os quadrados são as áreas escolhidas para o cálculo do balanço e fluxo de umidade. Observação: Esta imagem não se encontra na projeção original do modelo Eta. Os contornos das alturas são traçados a cada 500 metros de 0 a 2000 metros e a cada 1000 metros em seguida. Alturas maiores do que 500 metros estão sombreadas.

Para o cálculo do transporte de umidade entre as áreas de A até F, assinaladas na figura 3.1, são utilizadas as advecções e integrações de umidade específica sobre as regiões compreendidas pelos limites dos quadrados.

Em uma análise do perfil vertical de umidade específica durante 5 anos (1971-1976) de casos de ZCAS, notou-se que o Eta exibiu, de 94 a 99% de todo o volume de umidade específica da coluna atmosférica, entre o níveis de superfície e de 500 hPa. Isto foi um fator decisivo para a escolha do nível de 500 hPa. Sendo assim, a metodologia consiste na integração vertical do fluxo de vapor de água entre a superfície e 500 hPa. A integração vertical do fluxo de umidade foi realizada através das seguintes fórmulas:

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{pt}^{po} qvdp \quad (3.8)$$

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{pt}^{po} qudp \quad (3.9)$$

$$|Q_t| = \frac{1}{g} \int_{pt}^{po} qVdp \quad (3.10)$$

Na equação 3.8,  $Q_v$  é o fluxo de umidade meridional e  $v$  é a componente meridional do vento horizontal; na equação 3.9,  $Q_u$  é o fluxo de umidade zonal e  $u$  é a componente zonal do vento horizontal; na equação 3.10,  $Q_t$  é o fluxo de umidade total e  $V$  é a magnitude do vento horizontal. Nas três fórmulas acima  $g$  é a força gravitacional,  $q$  é a umidade específica e  $pt$  e  $po$  representam a pressão em 500 hPa e na superfície, respectivamente. A unidade obtida nas três fórmulas é  $\text{kg} \cdot (\text{m} \cdot \text{s})^{-1}$ .

O fluxo de umidade nas bordas foi calculado a partir das seguintes fórmulas:

$$Q_j = \int_{l_{a1}}^{l_{a0}} Q_i dy \quad (3.11)$$

$$Q_k = \int_{l_{o1}}^{l_{o0}} Q_i dx \quad (3.12)$$

Nas fórmulas 3.11 e 3.12 a integração é feita fixando-se a latitude ou a longitude entre os limites das bordas. Na equação 3.11, o índice  $j$  define a longitude para fixar as bordas leste ou oeste (integração na direção  $y$ ),  $l_{a1}$  é o valor da latitude na borda sul e  $l_{a0}$  é o valor da latitude na borda norte. Na equação 3.12, o índice  $k$  (integração na direção  $x$ ) define a longitude para fixar as bordas norte ou sul,  $l_{o1}$  é o valor da longitude na borda oeste e  $l_{o0}$  é o valor da longitude na borda leste. O índice  $i$  nas fórmulas 3.11 e 3.12 define o fluxo de umidade meridional, zonal ou total já integrado verticalmente. A unidade obtida nas duas fórmulas é  $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ .

A divergência do fluxo horizontal de umidade média sobre a área de estudo foi obtida da soma das quatro componentes, entrando ou saindo, sobre cada lado dos quadrados de A até F da figura 3.1.

### 3.2.2.3 – Cálculo do balanço de umidade médio integrado na vertical

Marengo (2005) calculou o balanço de umidade sobre a região da Amazônia analisando uma série de 30 anos (1970-1999) de reanálises do NCEP/NCAR. Um dos objetivos do trabalho de Marengo foi identificar as diferenças nas características do balanço de umidade sobre as partes norte e sul da Bacia Amazônica. Na metodologia usada, a equação do balanço de umidade é dada por:

$$\frac{ds}{dt} = P - E - R \quad (3.13)$$

Onde  $s$  é o total de água estocada no solo e atmosfera,  $R$  é o escoamento superficial,  $P$  é a precipitação e  $E$  é a evaporação. A parte atmosférica do balanço de umidade pode ser expressa por:

$$\frac{dW}{dt} = -P + E + C \quad (3.14)$$

Onde  $C$  é a integral vertical da convergência de umidade, o qual pode ser expresso como:

$$C = -\nabla \cdot Q \quad (3.15)$$

Sendo  $Q$  o fluxo de vapor de água definido como em Zeng (1999).  $dW/dt$  na equação (3.14) representa o termo da mudança do estoque de água e, em cálculos para o períodos maiores ou iguais a um mês, este termo pode ser desprezado (ZENG 1999). Isto porque as mudanças na água precipitável atmosférica são muito pequenas em escalas de tempo sazonais (ZENG 1999). Desta forma a equação fica como  $P-E-C=0$ .

#### **3.2.2.4 – Análise de chuvas fortes durante casos de ZCAS**

A área do quadrado D, na figura 3.1, é a única totalmente continental onde se espera, climatologicamente, o maior número de casos de ZCAS, pois se localiza sobre o sul da Região NE e norte e centro da Região SE. Trata-se de uma região relativamente montanhosa com altitude média entre 500 e 1000 metros. Uma das características dos modelos regionais, em áreas com grandes regiões montanhosas, é o grande volume de precipitação (McGregor, 1997).

Visando uma análise do alto volume destas precipitações, em um período de 24 horas durante os casos de ZCAS, serão contabilizados os maiores volumes de precipitação. Não será analisada a localização da chuva forte, apenas o volume em 24 horas durante a passagem dos casos ZCAS sobre a área D. Serão contabilizados as precipitações mais intensas e estas serão

apresentadas em uma escala decrescente até o valor de 90 mm/dia. Serão separados por intensidade e apresentados através de uma tabela.

Este procedimento será aplicado tanto nos cenários atuais quanto nos futuros e seus valores comparados e comentados. Como a comparação será sobre a mesma área tanto em cenários atuais quanto futuros, isto permite que o viés apresentado pelo modelo Eta seja diminuído.

## **4.0 – RESULTADOS**

Este capítulo está dividido em três seções:

- a) Validação do modelo Eta em integrações decadais baseando-se na integração de 10 anos (1961-1970), utilizando as CC do HadAM3P;
- b) Integração do modelo Eta entre 1961-1990 utilizando as CC do HadCM3 para estudar as características climáticas do balanço e fluxo de umidade durante casos de ZCAS (integração de controle);
- c) Projeção do modelo Eta entre 2070-2099 utilizando o cenário A1B do HadCM3, para analisar as anomalias do balanço e do fluxo de umidade com relação aos cenários atuais (1961-1990).

### **4.1 – Validação do Modelo Eta**

É necessário analisar a destreza do modelo Eta na descrição da distribuição espacial, sazonal e magnitude de algumas variáveis meteorológicas, por causa das diferenças na parametrização, resolução e topografia do Eta e das CC. Além disto, é necessário também avaliar os resultados do Eta devido à modificação do calendário para 360 dias/ano.

Esta análise é feita baseando-se nos resultados da integração de 10 anos (1961-1970) utilizando as CC do modelo HadAM3P. As variáveis utilizadas nesta validação são importantes (direta ou indiretamente) nos cálculos de fluxo e balanço de umidade: precipitação, TPS, circulação dos ventos em 850 e 250 hPa, PNMM e umidade específica.

#### **4.1.1 – Precipitação**

As figuras 4.1 (a) apresentam a diferença média sazonal de precipitação (mm/dia) entre o CRU e os modelos Eta e HadAM3P em DJF e MAM durante o período 1961-1970. No Eta há uma subestimação de -1 mm/dia a -2 mm/dia sobre a região centro-norte do Brasil e superestimação de 1 mm/dia a 2 mm/dia

sobre a Região SE do Brasil. Esta superestimação sobre a Região SE pode estar relacionada, pelo menos parcialmente, ao maior movimento ascendente gerado pela topografia de maior resolução (McGREGOR, 1997). O HadAM3P exibe uma configuração de verão com fraca precipitação e, além disto, há uma subestimação de -3 mm/dia da precipitação sobre a região centro-norte do Brasil. Sobre o NE do Brasil em DJF ocorre subestimação de -1 mm/dia pelo modelo Eta e está um pouco maior que a do HadAM3P. A melhor simulação dos dois modelos está sobre o sul da Região Sul do Brasil. O modelo Eta apresenta diferenças com significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil, exceto pelo sul do Brasil

Na mesma figura 4.1 (a) em MAM a precipitação do Eta sobre a costa norte da AS está fraca, tem fraca precipitação sazonal e está subestimada entre -6 a -9 mm/dia. Sobre a mesma área o HadAM3P apresenta subestimação similar, chegando a -6 mm/dia apenas. Entretanto, a subestimação do HadAM3P é de -3 mm/dia sobre grande área centro-norte do Brasil, como havia ocorrido em DJF. Sobre a mesma região centro-norte do Brasil, que é climatologicamente influenciada pela ZCIT neste trimestre, o Eta apresenta menor subestimação. Sobre as Regiões Sul, SE e NE o Eta tem menor erro sistemático que o HadAM3P. O modelo Eta apresenta diferenças com significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil, exceto sobre as Regiões Sul e Sudeste.

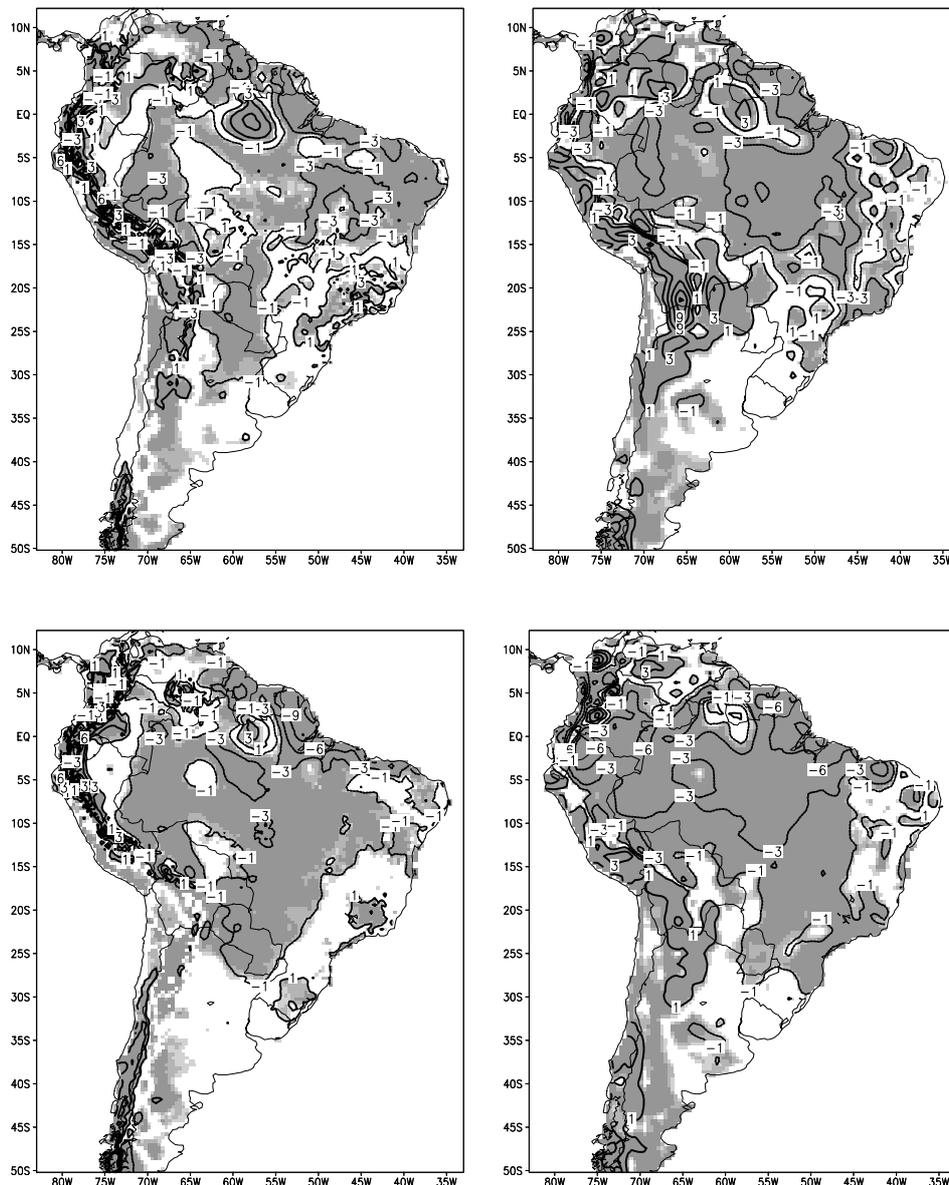


Figura 4.1 (a) – Diferença da precipitação média sazonal (mm/dia) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) e HadAM3P (direita) em DJF (acima), MAM (abaixo) de 1961 a 1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

As figuras 4.1 (b) apresentam a diferença média sazonal de precipitação (mm/dia) entre o CRU e os modelos Eta e HadAM3P em JJA e SON de 1961-1970. Em JJA o modelo HadAM3P tem maior subestimação da distribuição

espacial da precipitação, principalmente, nas Regiões Sul e no extremo norte da AS. Sobre o Brasil central nota-se que ambos os modelos simulam as características climáticas de precipitação da estação seca. Há uma fraca superestimação de 1 mm/dia pelo Eta sobre a precipitação da Região Sul do Brasil. O ETA mostra diferenças com significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, apenas sobre a faixa norte das Regiões Norte e NE do Brasil.

Em SON o HaAM3P apresenta as menores áreas de subestimação de precipitação. Este é o único trimestre que apenas o Eta mostra uma pequena subestimação sobre o centro-norte do Brasil. O modelo Eta mostra superestimação de 1 a 2 mm/dia na precipitação sobre grande cadeia de montanhas como as Serras Gaúchas, Catarinenses e da Mantiqueira. Provavelmente, esta superestimação pode estar relacionada a ser uma região montanhosa e também por causa da mais alta resolução do Eta, não atingida pelo CRU. No modelo Eta as diferenças apresentam significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte das Regiões Norte e NE do Brasil.

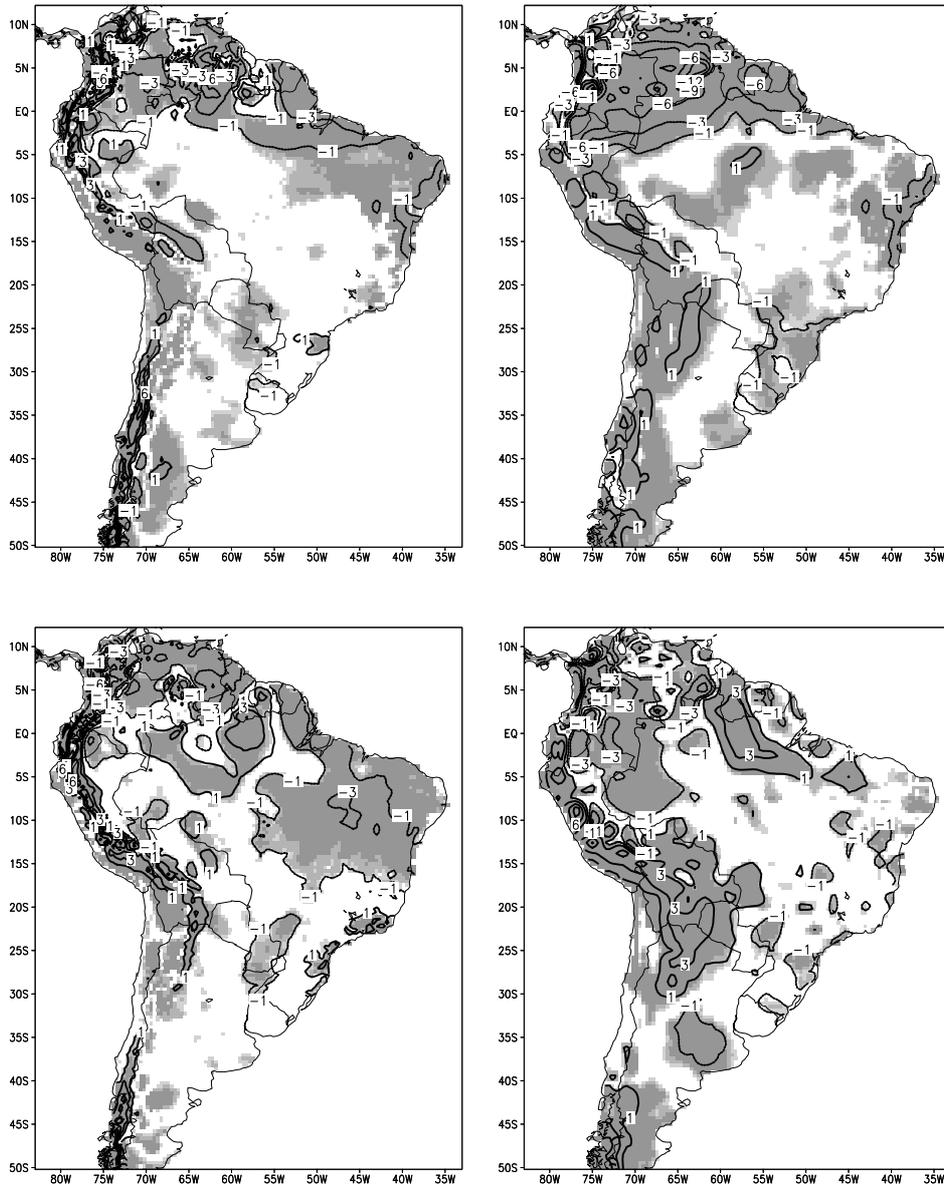


Figura 4.1 (b) – Diferença da precipitação média sazonal (mm/dia) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) e HadAM3P (direita) em JJA (acima) e SON (abaixo) de 1961 a 1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

No geral o modelo Eta simula a configuração espacial da precipitação de larga escala, além do contraste sazonal sobre a maior parte da AS. Na maior parte das áreas com precipitação superestimada pelo Eta elas estão associadas à

grande cadeia de montanhas, devido ao maior movimento ascendente gerado pela topografia de maior resolução (McGregor, 1997). Durante o período da estação chuvosa da grande região centro-norte do Brasil, de dezembro a maio, o Eta apresenta menores erros sistemáticos que o HadAM3P. Ressalta-se que a superestimação apresentada pelo Eta sobre as regiões montanhosas no sul do Chile já foi analisada anteriormente por Bustamante et al. (2006).

#### **4.1.2 – Temperatura próxima a superfície**

As Figuras 4.2 (a) apresentam a diferença média sazonal da TPS entre os dados do CRU e os modelos Eta e HadAM3P nos trimestres de DJF e MAM de 1961-1970. Em DJF o modelo Eta simula a TPS mais quente sobre o Paraguai, entre 1 a 2°C, e mais fria sobre a Região Amazônica. O modelo HadAM3P mostra diferenças negativas de -1 a -2°C, sobre a maior parte do Brasil, exceto na costa norte da Região N e norte e leste da NE. O modelo Eta faz as menores subestimações de temperatura sobre a região centro-norte do Brasil. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de temperatura apresentam significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil. No Eta a significância é menor sobre o centro-norte do Brasil.

No trimestre de MAM a configuração dos erros sistemáticos está próxima as apresentadas em DJF. Desta forma, ambos têm diferenças negativas de -1 a -2°C sobre a Amazônia. Sobre o NE do Brasil a subestimação de TPS pelo Eta se apresenta um pouco maior, entretanto, ela diminui na Região Sul. Como ocorreu em DJF, o modelo ETA apresenta superestimação, entre 1 a 2°C, da TPS sobre o norte da Argentina e Paraguai. No modelo Eta as diferenças dos campos de temperatura apresentam significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre área centro e norte Brasil.

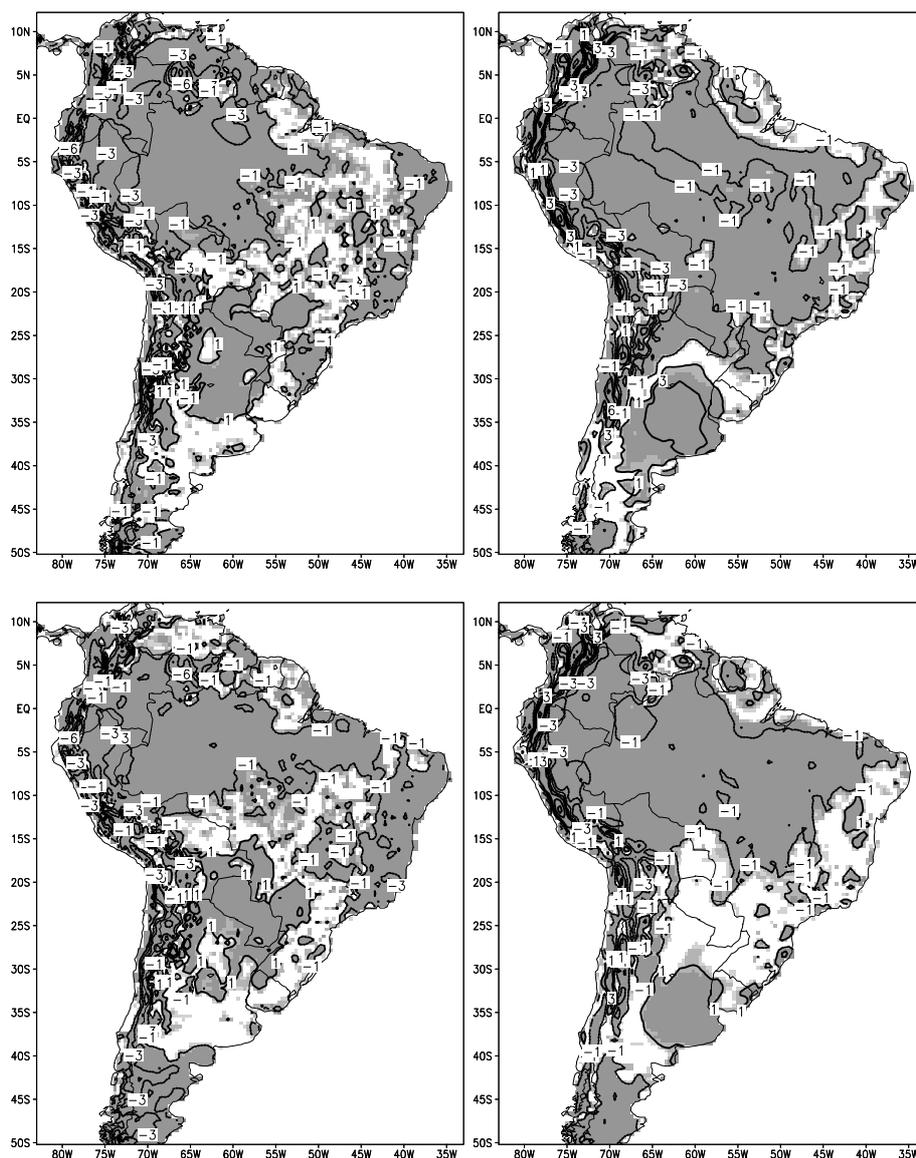


Figura 4.2 (a) – Diferença da média sazonal da TPS ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima), MAM (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

As Figuras 4.2 (b) apresentam a diferença média sazonal da TPS entre os dados do CRU e os modelos Eta e HadAM3P nos trimestres de JJA e SON de 1961-1970. Em JJA o Eta mostra subestimação de -1 a  $-3^{\circ}\text{C}$  sobre todo o NE, leste da N e norte da SE do Brasil. Entretanto, sobre praticamente a mesma área, o HadAM3P simula leve superestimação de  $1^{\circ}\text{C}$ . O Eta se mostra mais

similar ao CRU sobre a Amazônia e sul do Brasil. Nos modelos Eta e HadAM3P as diferenças dos campos de temperatura apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil, exceto na Região Sul.

Durante o trimestre de SON o Eta exibe maiores erros sistemáticos que o HadAM3P, principalmente sobre o Brasil central e Região Sul. Provavelmente seja o melhor trimestre simulado pelo HadAM3P, tanto na distribuição espacial quanto na magnitude. Continuam os erros sistemáticos negativos de temperatura do Eta sobre o NE entre -1 a -2°C, porém com menor intensidade que em JJA. Está ocorrendo uma superestimação da TPS de 1 a 2°C, pelo modelo Eta, sobre o centro-norte e centro-sul do Brasil. Ambos os modelos Eta e HadAM3P apresentam as diferenças dos campos de temperatura com significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre o oeste da Região N e leste da NE do Brasil.

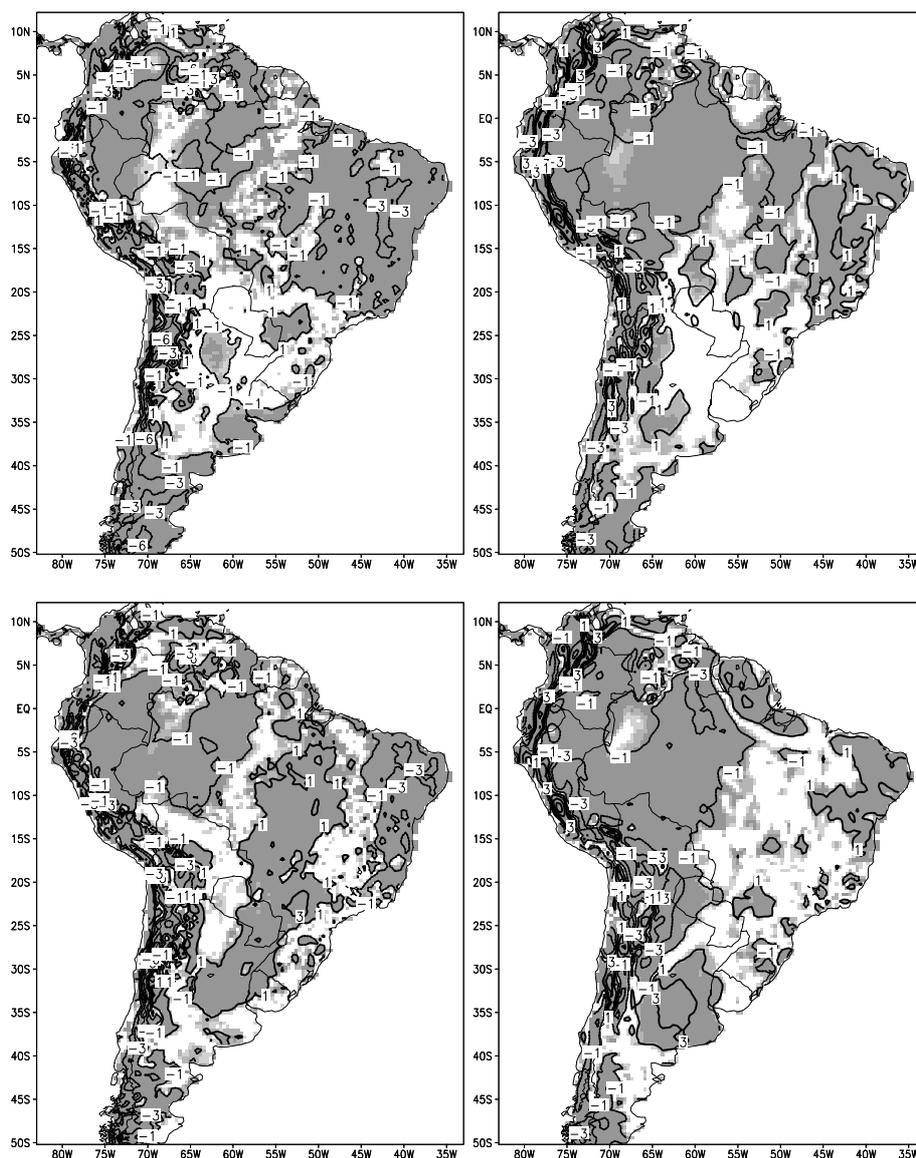


Figura 4.2 (b) – Diferença da média sazonal da TPS ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre o CRU e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima), SON (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

Conclui-se então que, no geral, o modelo Eta apresenta menor erro sistemático na simulação da TPS apenas nos trimestres de DJF e MAM. Isto ocorre independentemente do persistente erro sistemático do Eta sobre a Região NE do Brasil em MAM, JJA (mais intenso) e SON. Em DJF há um erro sistemático positivo dos modelos sobre o Paraguai, de 1 a  $2^{\circ}\text{C}$ , e negativo de  $-1$  a  $-3^{\circ}\text{C}$

sobre a Amazônia. O modelo HadAM3P exibe constante subestimação da TPS de -1 a -2°C, sobre a Amazônia durante todos os trimestres do ano. O modelo Eta apresenta maior erro sistemático que o HadAM3P durante o trimestre de SON.

#### **4.1.3– Escoamento atmosférico em 850 hPa e 200 hPa**

Utilizando o modelo Eta, Saulo et al. (2000) localizaram a posição média do JBN da AS próximo de 17°S. Os autores concluíram que o modelo Eta tem boa representação da estrutura deste sistema e, também, que o mesmo é uma importante fonte de umidade em latitudes subtropicais, transportando umidade das baixas para as médias latitudes.

As figuras 4.3 (a) apresentam a diferença média sazonal da circulação e magnitude em 850 hPa (m/s) entre as reanálises do ERA40 e os modelos Eta e HadAM3P em DJF e MAM de 1961 a 1970. Perto do Atlântico Equatorial, ao norte de -5°S, a força dos ventos alísios simulada pelos modelos está superestimada de 3 a 6 m/s. Entretanto, o HadAM3P exibe uma maior área de superestimação dos ventos na desde o Atlântico Equatorial até o Atlântico Sul. Este erro sistemático do Eta sobre o Atlântico pode estar, pelo menos parcialmente, sendo originado pelo HadAM3P. Nos modelos Eta e HadAM3P as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

Na mesma figura 4.3 (a) em MAM o escoamento apresenta uma configuração de NW ao longo da inclinação leste dos Andes, nos modelos e no ERA40, porém o HadAM3P subestima a intensidade observada de 2 a 5 m/s, similar a DJF. Com relação aos alísios ao norte de 5°S, ambos os modelos apresentam subestimação, porém no Eta está mais intensa de -3 até -4 m/s. De todos os trimestres, este é o único que apresenta subestimação na magnitude dos alísios próximo costa norte do Brasil. Como ocorreu em DJF, nos modelos Eta e HadAM3P as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa

apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

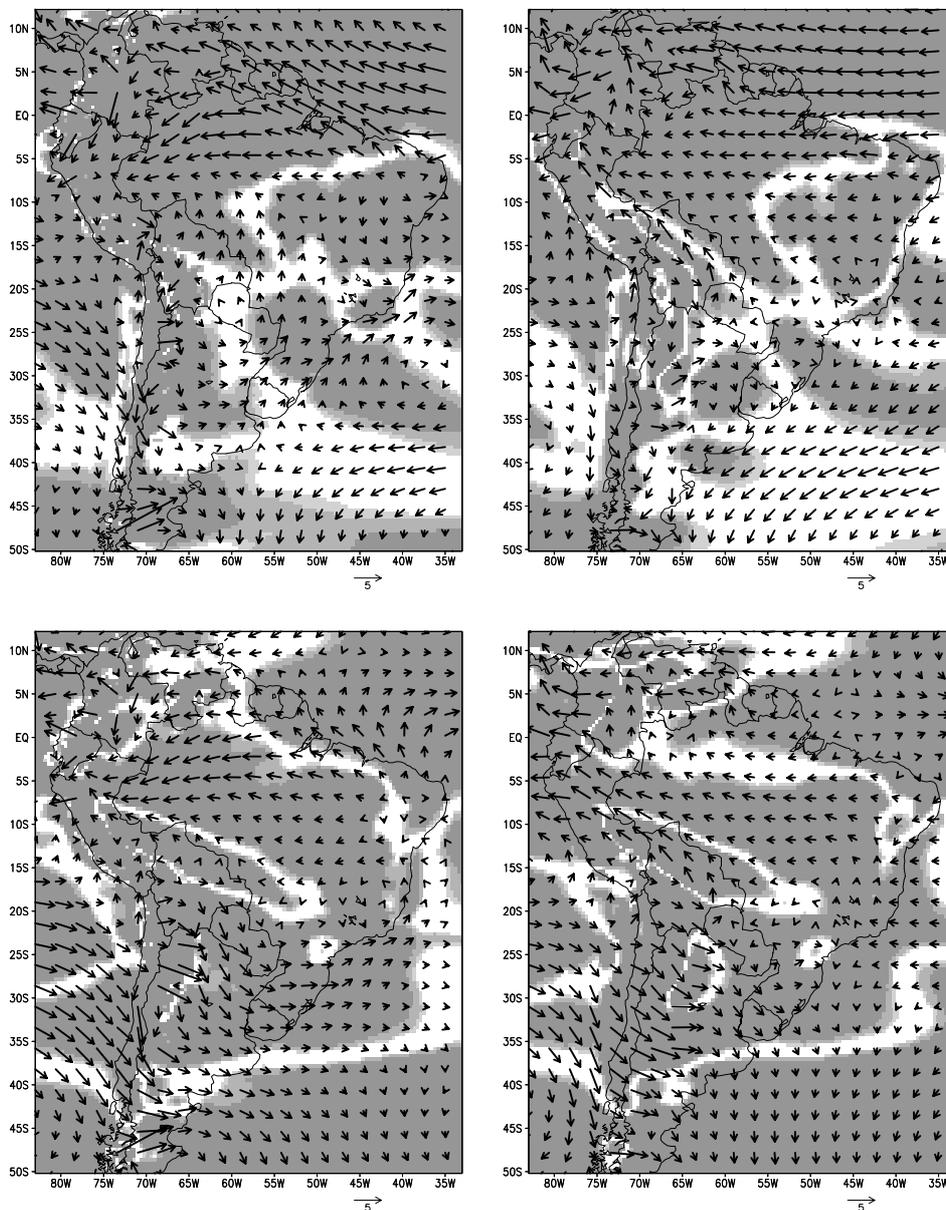


Figura 4.3(a) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 850 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima), MAM (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%.

No modelo Eta em JJA o escoamento de NW a leste dos Andes encontra-se cerca de 3 a 6 m/s mais intenso que ERA40. Este é o único trimestre do ano em que o Eta apresenta esta característica. Neste trimestre os ventos alísios ao norte de 5°S voltam a apresentar anomalias positivas de 1 a 3 m/s, tanto pelo Eta quanto pelo HadAM3P. No geral, este é o trimestre melhor simulado pelo HadAM3P. Nos modelos Eta e HadAM3P em JJA as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

Em SON a intensidade do escoamento de NW do lado leste dos Andes apresenta-se mais uma vez similar ao ERA40. Apenas no HadAM3P, a magnitude deste escoamento foi subestimada em todos os trimestres do ano. Está subestimação é a maior de todos os trimestres. O escoamento dos alísios ao norte de 5°S continua superestimada de 5 a 6 m/s, por ambos os modelos, entretanto a área atingida pelo Eta é menor. Nos modelos Eta e HadAM3P em SON as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil como ocorreu no restante dos trimestres.

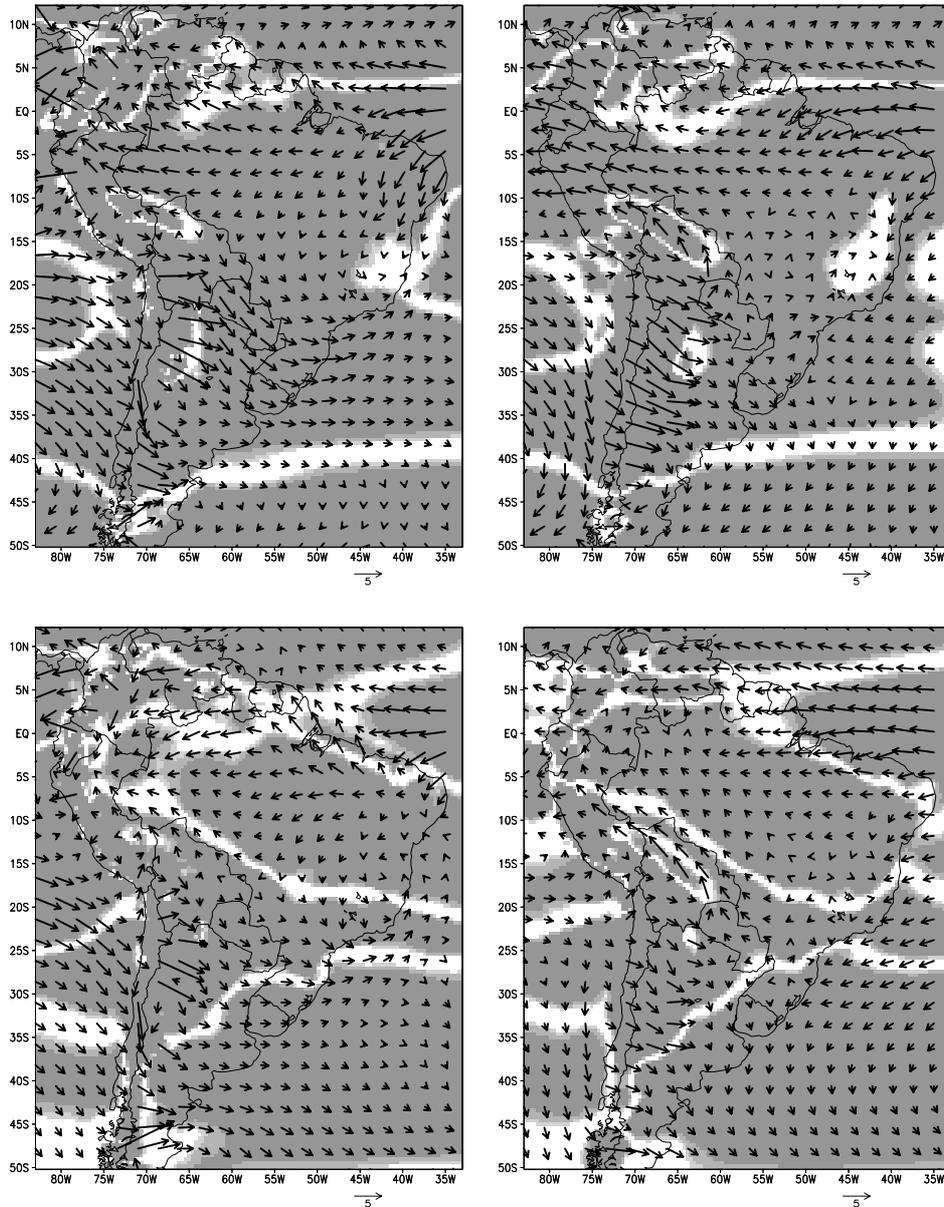


Figura 4.3(b) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 850 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima), SON (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%.

As figuras 4.4 (a) apresentam a diferença média sazonal da circulação e magnitude em 250 hPa (m/s) entre as reanálises do ERA40 e os modelos Eta e HadAM3P em DJF e MAM de 1961 a 1970. A AB está mais intensa na

simulação apresentada pelo Eta do que o HadAM3P, o qual é provavelmente devido à maior convecção e liberação de calor latente sobre o continente. Isto também é notado devido ao tamanho maior da curvatura apresentada pelo cavado do NE. Na periferia do jato subtropical, a velocidade dos ventos é mais subestimada pelos HadAM3P, de  $-4$  a  $-8$  m/s, do que pelo Eta até  $-4$  m/s. Nos modelos Eta e HadAM3P em DJF as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

Em MAM o escoamento de sudoeste para nordeste no norte da AS, indica que o cavado do NE está mais intenso no modelo ETA. Isso mostra uma possível presença de convecção sobre o oeste da Amazônia ou até leste dos Andes. No restante da região analisada, as configurações de escoamento em 250 hPa estão similares. Neste trimestre a corrente de jato subtropical está levemente superestimada em até 4 m/s pelos modelos. No geral é o melhor trimestre simulado pelos modelos. Nos modelos Eta e HadAM3P em MAM as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

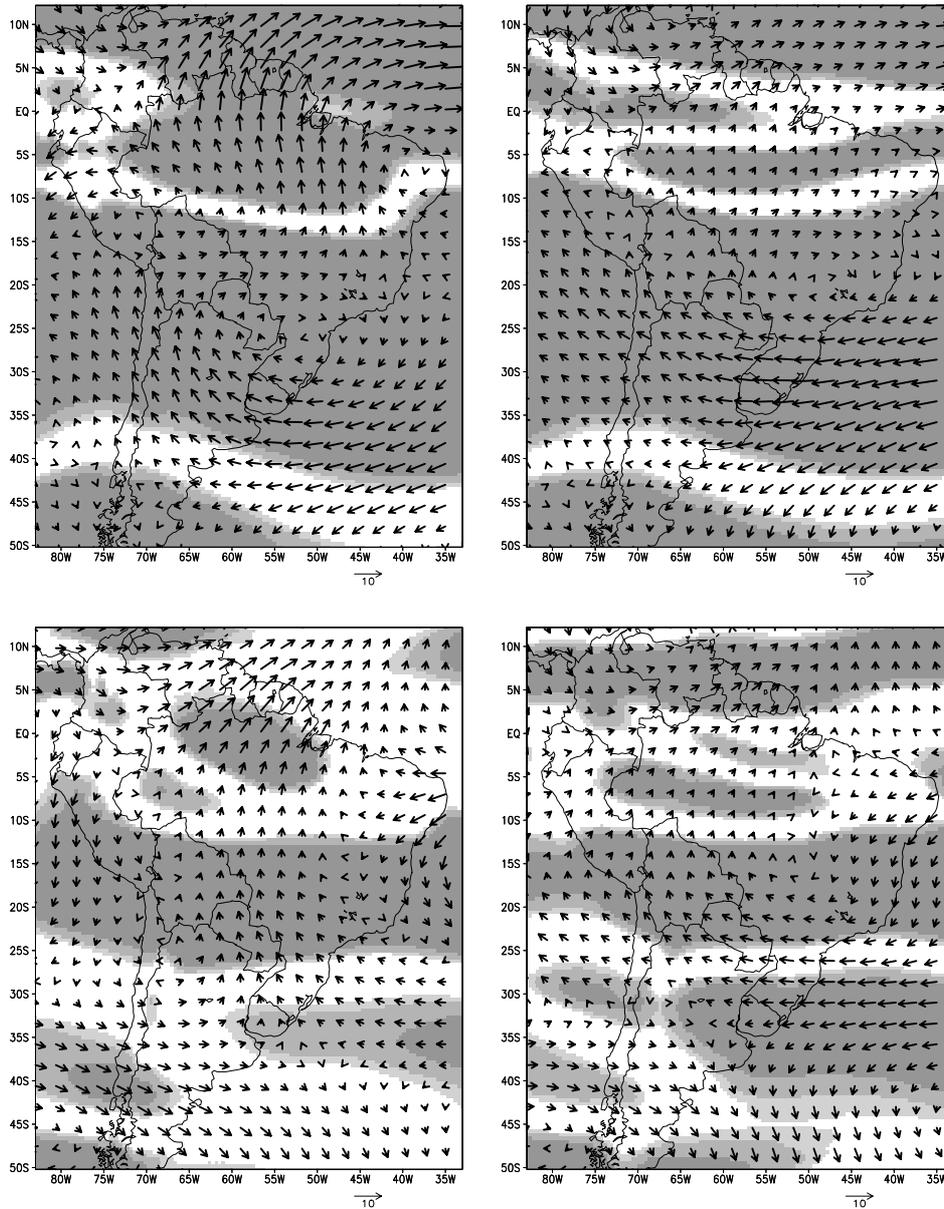


Figura 4.4(a) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 250 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima) e MAM (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%.

As figuras 4.4 (b) apresentam a diferença média sazonal da circulação e magnitude em 250 hPa (m/s) entre as reanálises do ERA40 e os modelos Eta e HadAM3P em JJA e SON de 1961 a 1970. Em JJA ambos os modelos

superestimam os ventos sobre a corrente de jato subtropical, próximo de 40°S e subestimam próximo de 20°S, ou seja, simulam o jato mais deslocado para sul. Nos modelos Eta e HadAM3P em JJA as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

Em SON ambos os modelos exibem uma pequena configuração de sudoeste para nordeste sobre a faixa norte da AS. Sendo que este escoamento está mais intenso no Eta. Isto indica que o cavado do NE está mais intenso sobre o Eta do que sobre o HadAM3P. Como em JJA, a corrente de jato subtropical continua sendo superestimada e deslocada para sul pelos dois modelos. Nos modelos Eta e HadAM3P em SON as diferenças dos campos de escoamento em 850 hPa apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil.

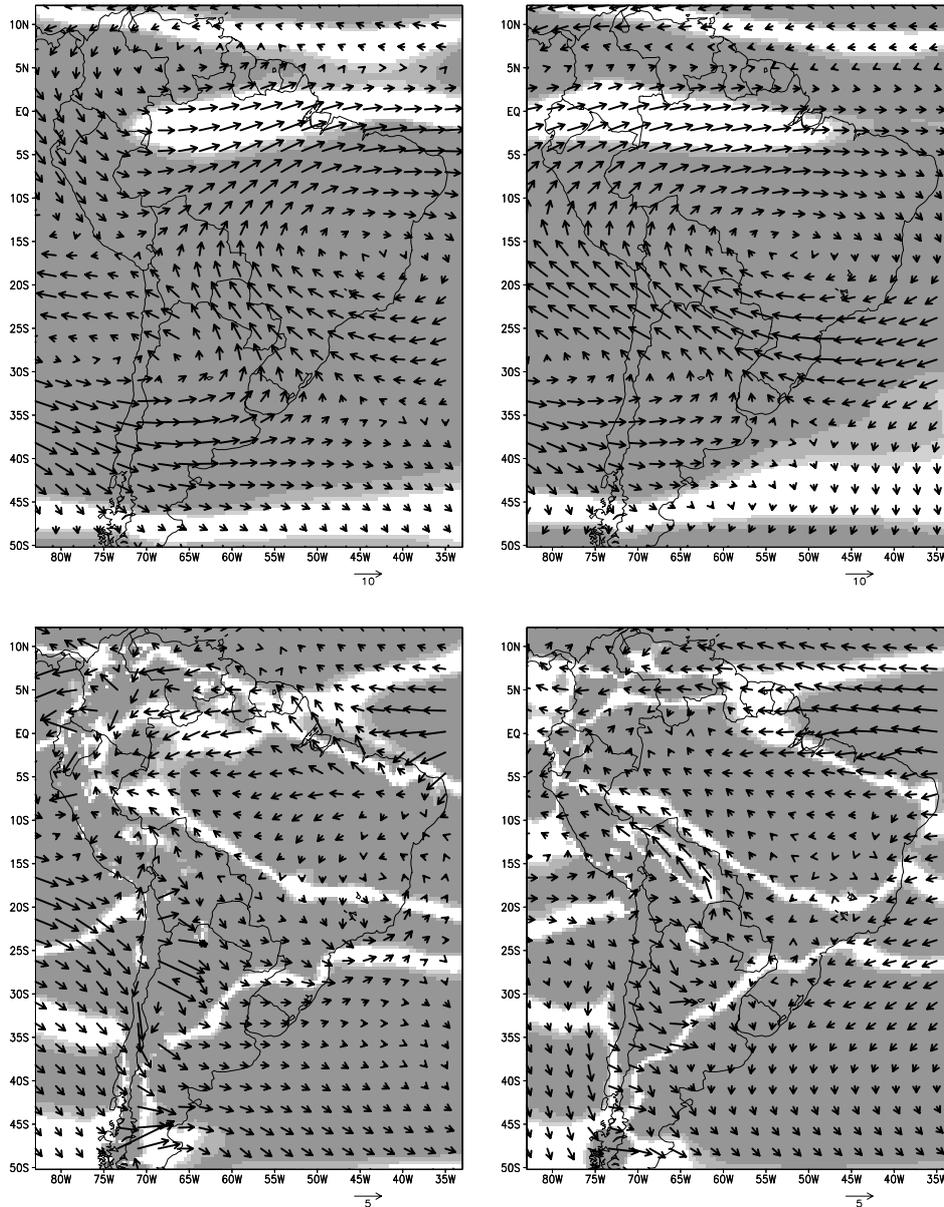


Figura 4.4(b) – Diferença da média sazonal da circulação e magnitude em 250 hPa (m/s) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima) e SON (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

Conclui-se então que o modelo Eta mostra as principais características do escoamento sazonal em baixos níveis (850 hPa) sobre a AS, em particular, a magnitude do escoamento de NW ao longo do flanco leste dos Andes. O

HadAM3P subestima a magnitude deste escoamento de NW durante os quatro trimestres. O Eta mostrou uma pequena subestimação dos alísios próximo da costa da Região SE de 1 a 2 m/s durante todos os trimestres. Com relação aos intensos alísios ao norte de 5°S sobre o Atlântico norte, há superestimação média de 4 m/s na maior parte do ano, exceto MAM, o qual mostra subestimação. Estes erros sistemáticos estão chegando ao modelo Eta, pelo menos parcialmente, através das CC. Comparando-se apenas o Eta e o HadAM3P, há valores adicionados pelo modelo Eta sobre as CC.

Nos campos de escoamento em altos níveis (250 hPa), em SON o padrão sinótico simulado pelo Eta não fornece um claro valor adicionado, entretanto a maior parte dos padrões trimestrais de circulação estão presentes durante o ano. O escoamento em 250 hPa mostra, na maior parte do ano, um jato subtropical um pouco mais intenso, deslocado para sul em JJA e SON e menos intenso em DJF. Este erro sistemático pode estar chegando no Eta, pelo menos parcialmente através das CC. O aparecimento das configurações ciclônicas, similares a AB durante MAM e SON, mostram que o modelo consegue capturar pequenas áreas convectivas que podem estar mais relacionadas à pequenas cadeias de montanhas.

#### **4.1.4 – Pressão ao nível médio do mar**

As figuras 4.5 (a) apresentam as diferenças do campo médio sazonal da PNMM entre as reanálises do ERA40 e os simulados pelos modelos Eta e HadAM3P durante os trimestres de DJF e MAM entre os anos de 1961 e 1970. Durante DJF o modelo Eta e o HadAM3P subestimam a PNMM sobre o continente em até -1 hPa. Entretanto, sobre o norte da Argentina, Paraguai e centro-sul do Brasil apenas o Eta atinge até -3 hPa. Esta diferença pode estar parcialmente associada ao efeito da mais alta resolução de topografia do Eta. Pode também estar parcialmente associada à superestimação do transporte de umidade das baixas para as médias latitudes pelo escoamento de NW no lado leste dos Andes. A Alta Subtropical do Atlântico Sul está superestimada em até 3 hPa tanto pelo Eta quanto pelo HadAM3P. No geral, as diferenças de

pressão entre o modelo Eta e o ERA40, em DJF estão comparáveis em magnitude, a outros trabalhos para a AS como Solman et al. (2008) e Rocha et al. (2006). No modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a área norte do Brasil.

Durante MAM a configuração apenas sobre o continente está muito similar à apresentada em DJF, exceto pelas subestimações do Eta sobre o centro-sul do Brasil que estão menores que em DJF e mais próximas às apresentadas pelo HadAM3P. Sobre os oceanos, ambos os modelos subestimaram a Alta Subtropical do Pacífico em até -3 hPa. Da mesma forma como aconteceu em DJF, no modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a área norte do Brasil.

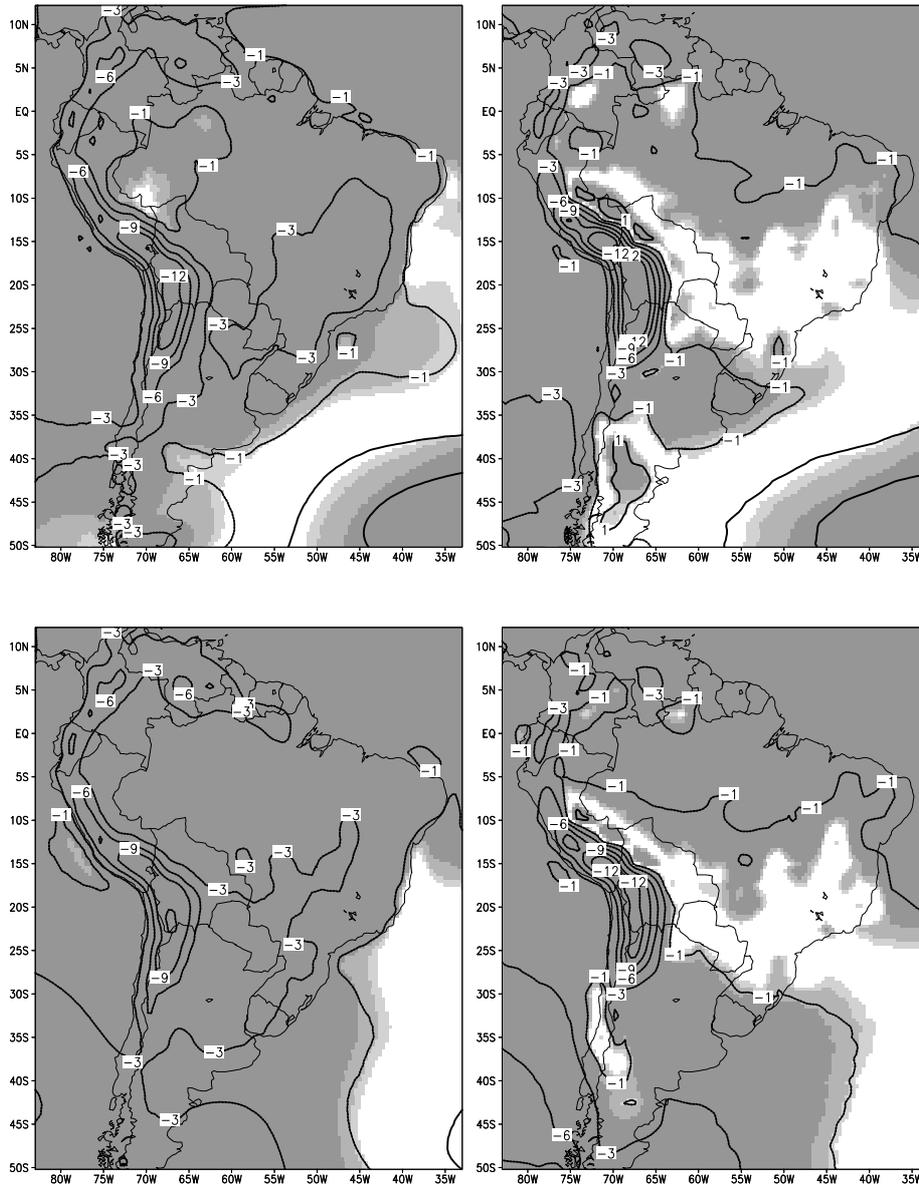


Figura 4.5 (a) – Diferença da média sazonal da pressão ao nível médio do mar (hPa) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima) JJA (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

As figuras 4.5 (b) apresentam as diferenças do campo médio sazonal da PNMM entre as reanálises do ERA40 e os simulados pelos modelos Eta e HadAM3P durante os trimestres de JJA e SON entre os anos de 1961 e 1970.

Em geral, durante JJA o modelo Eta mostra menores subestimações que os trimestres de DJF e MAM, principalmente, sobre o continente. Identicamente, os modelos Eta e HadAM3P apresentam-se também muito próximos e com poucas diferenças. Sobre os oceanos, ambos os modelos subestimaram a Alta Subtropical do Pacífico em até -3 hPa. No modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a área norte do Brasil.

Durante o trimestre de SON, entrada da estação chuvosa no centro-norte do Brasil, o Eta volta a apresentar maiores erros sistemáticos que o HadCM3. Isto pode ser visualizado através da figura 4.5 (b) que mostra subestimação do Eta em até -3 hPa sobre centro-norte do Brasil. Sobre o Atlântico Sul há uma superestimação de 1 hPa em SON. Da mesma forma como aconteceu em JJA, no modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a maior parte do Brasil. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a área norte do Brasil.

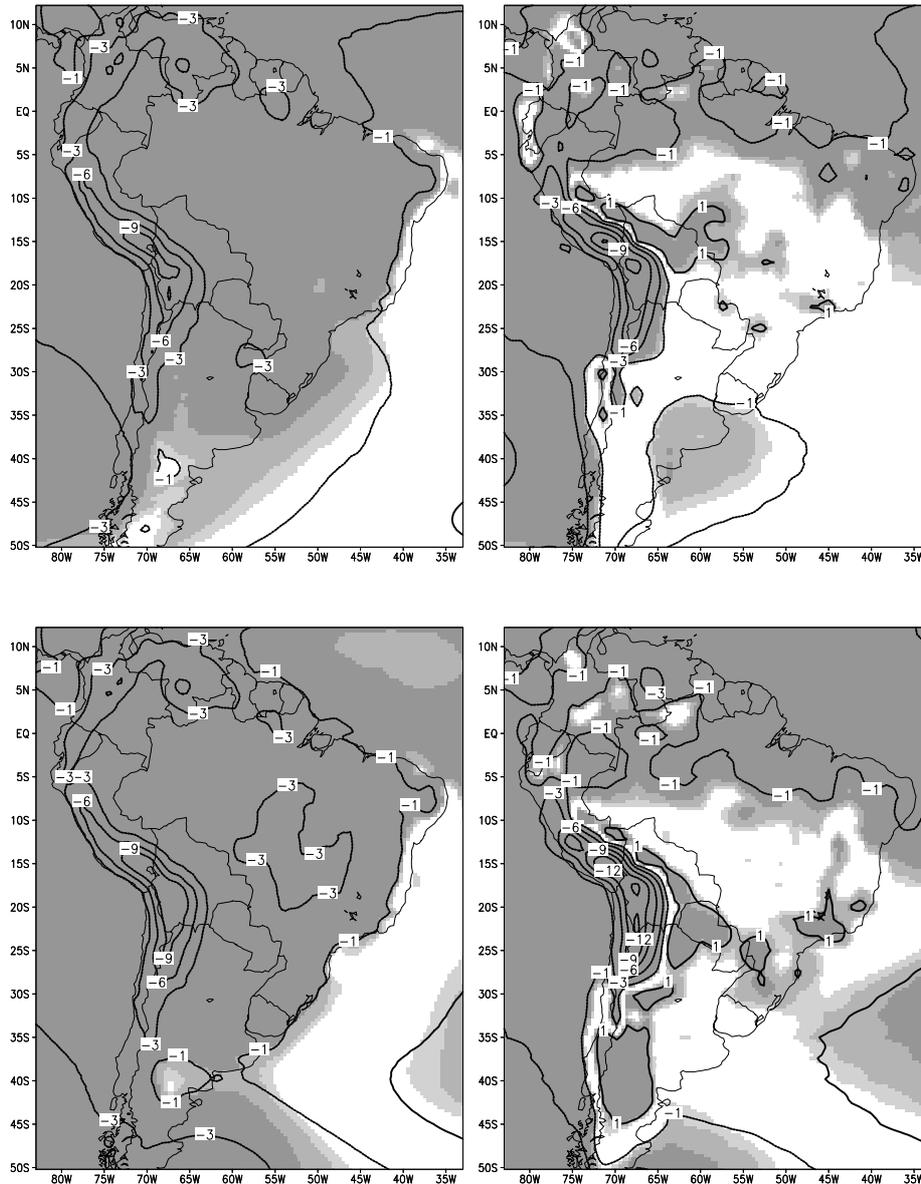


Figura 4.5 (b) – Diferença da média sazonal da pressão ao nível médio do mar (hPa) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima) SON (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

Os erros sistemáticos das CC estão, pelo menos parcialmente, provocando os altos valores de erros sistemáticos encontrados nas integrações do Eta para todos os trimestres. Como as bordas estão fixadas em uma região que não é

possível um monitoramento completo das altas subtropicais do Pacífico Sul e Atlântico Sul, então é relativamente difícil associar a superestimação da magnitude dos alísios em 850 hPa ao norte -5°S sobre o Atlântico Equatorial e a superestimação associado a subtropical do Atlântico Sul nos campos de PNMM.

#### **4.1.5– Umidade específica**

As figuras 4.6 (a) apresentam as diferenças do campo médio sazonal da umidade específica em 925 hPa entre as reanálises do ERA40 e os simulados pelos modelos Eta e HadAM3P durante os trimestres de DJF e MAM entre os anos de 1961 e 1970. Durante DJF nota-se uma simulação quase sem erros sistemáticos entre o HadAM3P e o ERA40. Entretanto, o modelo Eta subestima a umidade específica de -1g/kg a -3 g/kg sobre a Região central do NE do Brasil e entre -3 e -6 g/kg sobre o norte da Argentina e Paraguai. O Eta superestima a umidade específica sobre o leste do Brasil, principalmente sobre a Região SE e leste da Região CO. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, em poucas áreas do Brasil. No modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre o centro-sul da AS.

O trimestre de MAM é o que apresenta a melhor simulação do Eta dentre os quatro trimestres. Como em DJF, ocorrem erros mínimos entre os HadA< e o ERA40, porém o Eta tem uma superestimação de 3 g/kg sobre o litoral leste do Brasil. Da mesma forma como em DJF, no modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, em poucas áreas do Brasil. No modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre o centro-sul da AS.

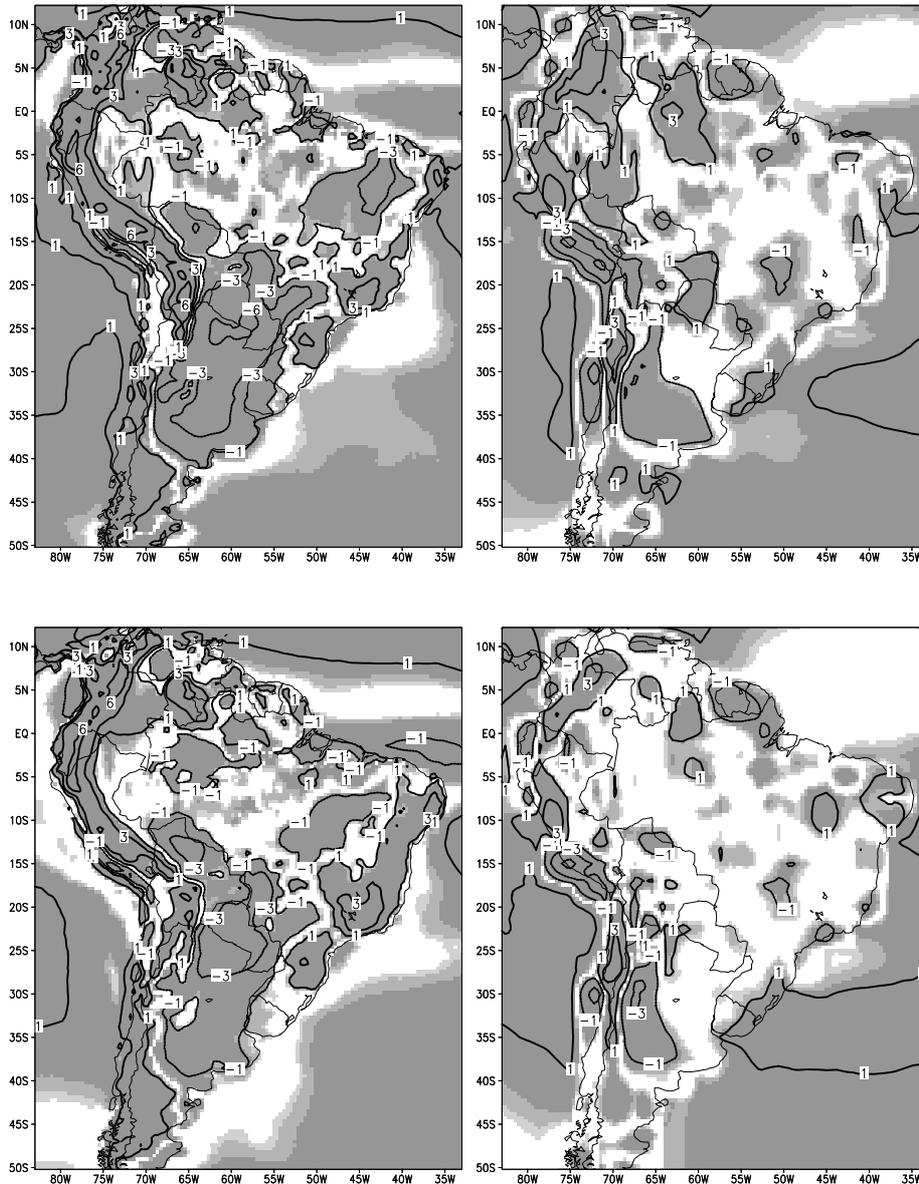


Figura 4.6 (a) – Diferença da média sazonal da umidade específica ( $\text{g/Kg} \times 10^3$ ) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em DJF (acima) MAM (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

As figuras 4.6 (b) apresentam as diferenças do campo médio sazonal da umidade específica em 925 hPa entre as reanálises do ERA40 e os simulados pelos modelos Eta e HadAM3P durante os trimestres de JJA e SON entre os

anos de 1961 e 1970. Em JJA o HadAM3P superestima a umidade específica em até 3 g/kg sobre o centro-norte do Brasil. O Eta tem a maior área com diferenças próximas de zero sobre o centro-norte do Brasil de todos os trimestres. Continuam os valores negativos no campo diferença do Eta e ERA40 sobre o litoral leste do Brasil e similar a MAM. No modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, na área centro-norte do Brasil. No modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre as Regiões SE e NE.

Em SON as diferenças entre HadAM3P e o ERA40 são similares a JJA, ficando o Eta com grandes valores de diferenças negativas sobre o centro-norte do Brasil, ou seja, valores de -3 a -6 g/kg. Estas são as maiores do ano. Da mesma forma como em JJA, no modelo HadAM3P as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, no centro-norte do Brasil. No modelo Eta as diferenças dos campos de PNMM apresentaram significância estatística de 99%, pelo teste t de Student, sobre a área central e centro-norte do Brasil.

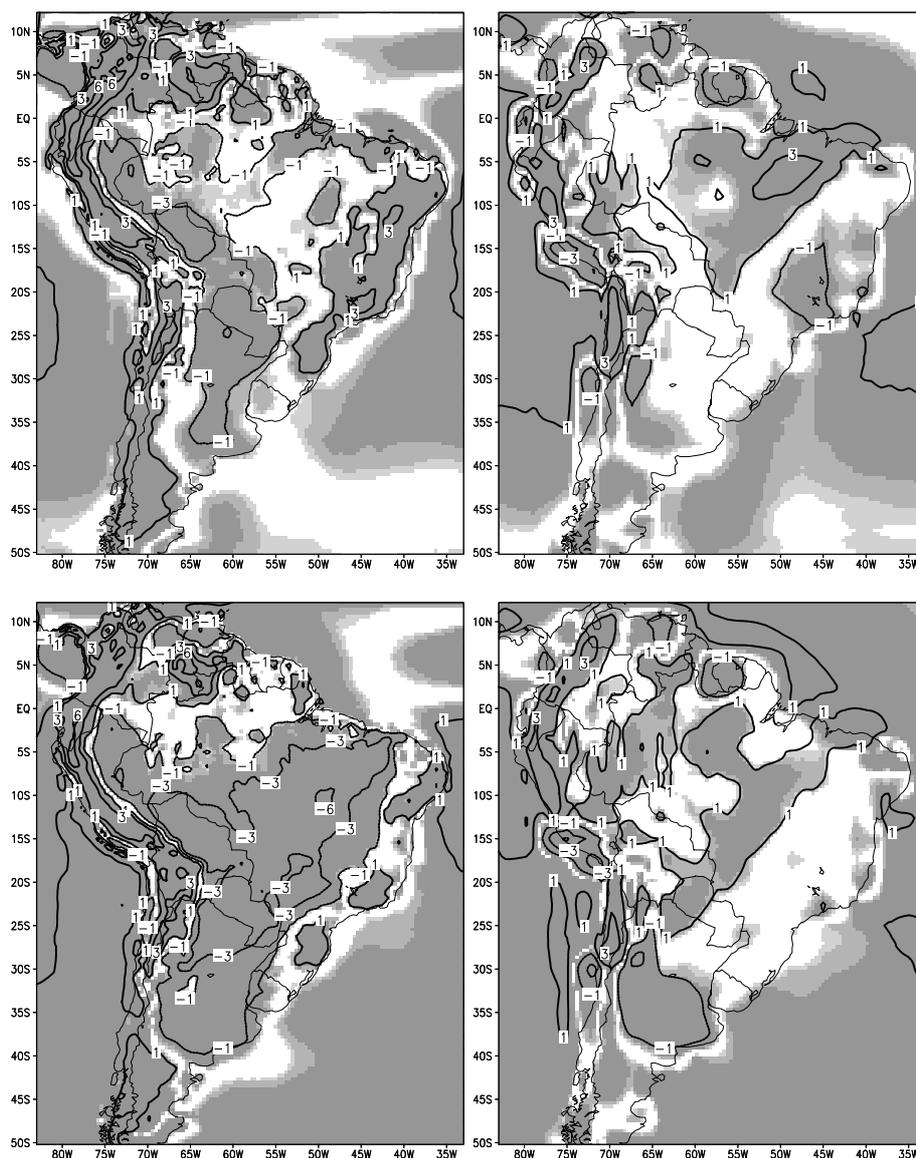


Figura 4.6 (b) – Diferença da média sazonal da umidade específica ( $\text{g/Kg} \times 10^3$ ) entre o ERA40 e os modelos Eta (esquerda) HadAM3P (direita) em JJA (acima) SON (abaixo) de 1961-1970. As áreas sombreadas em cinza representam a significância estatística pelo teste t de Student, sendo cinza claro para significância de 90%, cinza intermediário para 95% e cinza escuro para 99%

O modelo Eta fez uma fraca simulação do campo de umidade específica. O Eta apresenta maior número de erros sistemáticos que o HadAM3P durante o ano.

Desta forma, a adição de valores aos resultados do modelo HadAM3P é apenas em áreas mínimas. Dentre os erros sistemáticos apresentados pelo Eta, nota-se que uma boa parte deles é devido à superestimação que ocorre geralmente nas regiões mais altas e subestimação nas regiões mais baixas e centrais do Brasil. Elas são geralmente maiores durante a estação chuvosa sobre o centro-norte do Brasil. O HadAM3P apresenta maior intensidade de erros apenas em JJA e SON.

#### **4.1.6 – Ciclo anual de temperatura e precipitação**

Foram introduzidas modificações no calendário do Eta. Então, deve ser verificada alguma alteração climática no ciclo anual do modelo Eta, em diferentes regiões do domínio. Estes domínios estão descritos na figura 4.7 abaixo e, os mesmos, não consideram os pontos de grade sobre os oceanos. Estes domínios foram escolhidos devido ao grande número populacional encontrado em grandes capitais dos Estados do SE, S e NE do Brasil e, também, devido à grande extensão e a alta biodiversidade como no Amazonas (AM) e na Região Centro-Oeste (CO) onde se encontra o pantanal brasileiro.

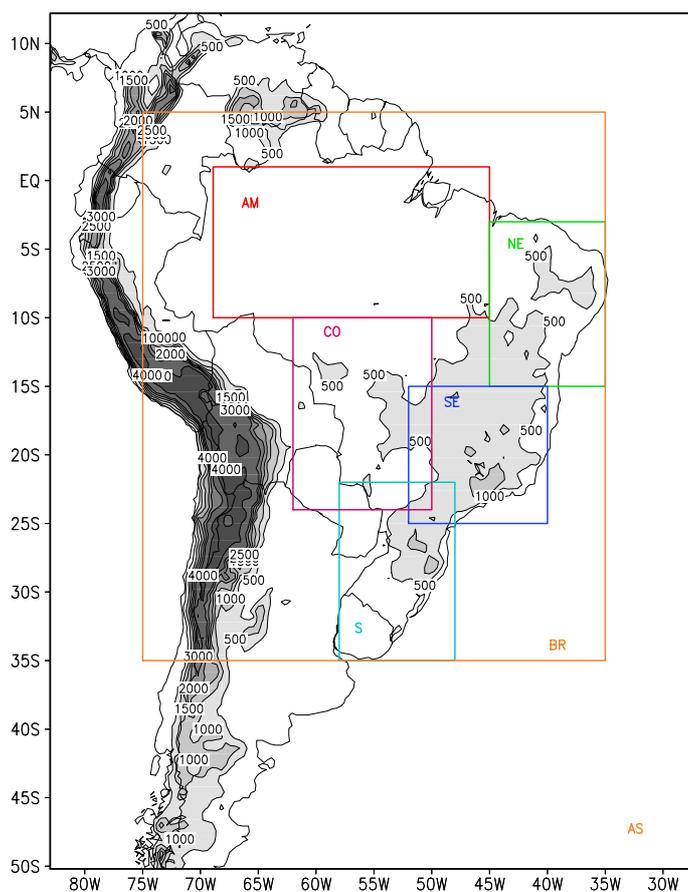


Figura 4.7 – Domínio e topografia das áreas elevadas. Os quadrados coloridos referem-se as regiões nas quais são feitas análises regionais do ciclo anual: AM = Amazônia; NE = Nordeste; SE = Sudeste; S = Sul; CO = Centro-Oeste; BR = Brasil; AS = América do Sul. Os contornos das alturas são traçados a cada 500 metros de 0 a 2000 metros e a cada 1000 metros em seguida. Alturas maiores do que 500 metros estão sombreadas.

Os gráficos da Figura 4.8 representam a diferença do ciclo anual de precipitação entre os dados do CRU e do modelo Eta, na cor verde, e entre o ciclo anual do CRU e do modelo HadAM3P na cor azul, sobre as áreas da Figura 4.7 Nas regiões CO, SE e AM de setembro a abril, estação das chuvas na região central do Brasil, apenas o modelo Eta se mostra mais próximo do perfil do CRU. Ainda nestas mesmas regiões, durante os outros meses do ano (estação seca), os perfis dos dois modelos estão próximos ao do CRU e assim, neste período, o modelo Eta não adiciona valores aos resultados do HadAM3P.

Sobre a região S apenas o modelo Eta simula um perfil próximo ao do CRU durante praticamente todo o ano. Sobre a região NE os modelos apresentam bom ciclo anual, porém há maior diferença negativa na estação chuvosa, de novembro a maio. Sobre a área total do Brasil (BR) o modelo Eta representa melhor o ciclo anual de precipitação, havendo assim um ganho adicional aos valores do modelo HadAM3P, principalmente de junho a dezembro. O perfil do ciclo anual de precipitação simulado pelo Eta quase não superestima o perfil do CRU e, nos poucas superestimações, elas são pequenas. No verão o HadAM3P tem diferença negativo média de -3 mm/dia na região AM e positivo médio de 2 mm/dia nas regiões CO e SE. Durante a estação chuvosa no Brasil central, os modelos subestimam a precipitação, porém esta subestimação é menor no Eta sobre todas as regiões, exceto no NE.

Para o ciclo anual de precipitação, em geral, o modelo Eta mostra boas simulações na maior parte do ano, mas o desempenho varia de acordo com as regiões e estações do ano. Durante as estações chuvosas das regiões analisadas, o modelo Eta tem menor subestimação que o HadAM3P e, geralmente, mantém a magnitude da precipitação entre a do HadAM3P e a do CRU, exceto no NE. Os modelos têm maior subestimação na estação chuvosa e menor subestimação na estação seca, desta forma a porcentagem de erros sistemáticos é menor na estação seca. Durante a estação chuvosa, o modelo Eta adiciona valores aos resultados do HadAM3P e, assim, deixa seu ciclo anual mais próximo ao perfil do ciclo anual do CRU. As simulações do Eta sobre a Região NE, praticamente, não adicionam nenhum valor adicional aos resultados do HadAM3P. Os ciclos anuais de precipitação do Eta se mostram muito similares ao HadAM3P e, desta forma, conclui-se que as alterações dos calendários estão coerentes.

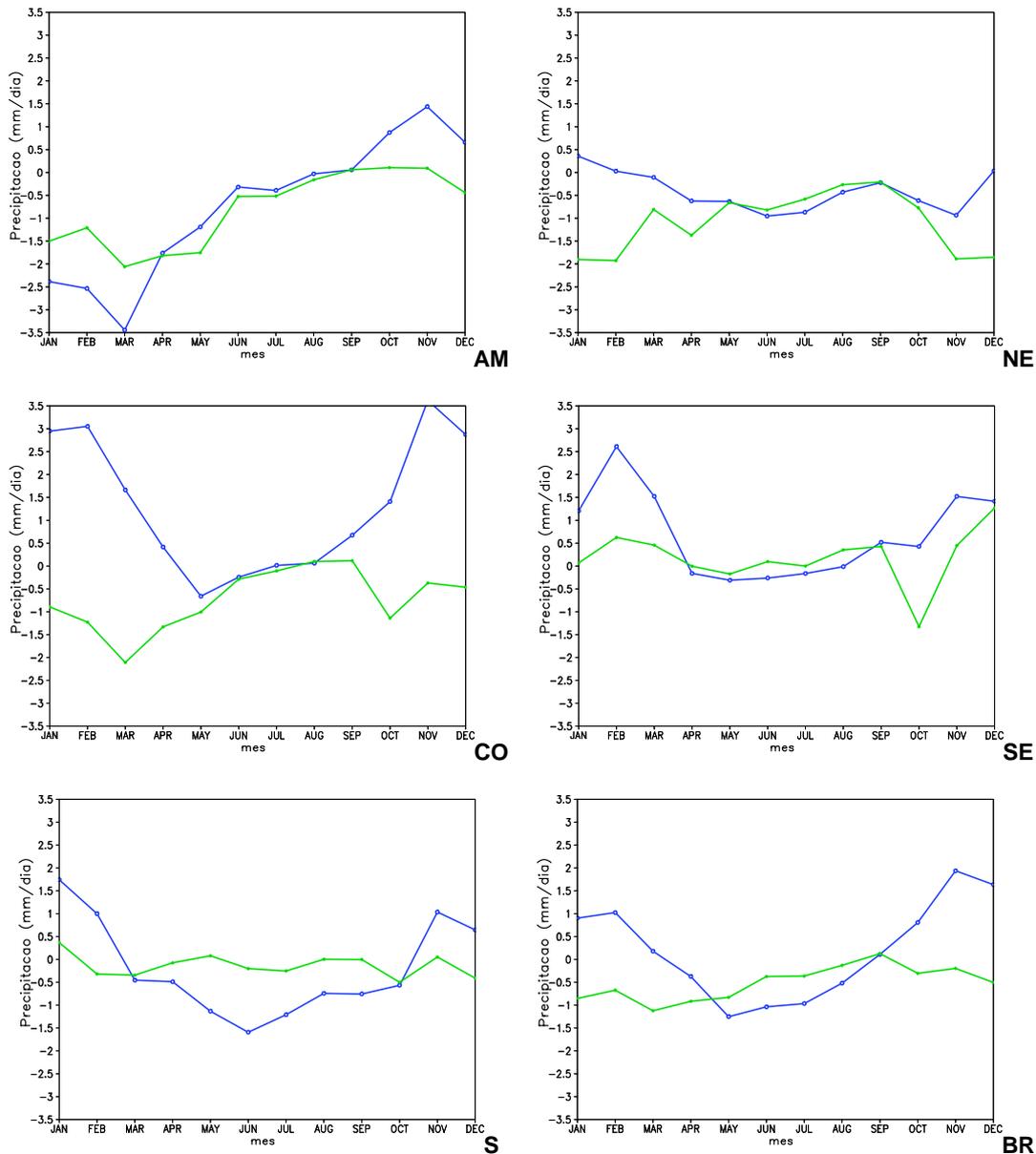


Figure 4.8 – Diferença do ciclo anual de precipitação (mm/dia) do CRU e do Eta (verde) e do ciclo anual do CRU e do HadAM3P (azul) sobre as seis regiões AM, NE, CO, SE, S e BR da figura 4.7 entre 1961-1970

Os gráficos da Figura 4.9 representam a diferença do ciclo anual de TPS entre os dados do CRU e do modelo Eta, na cor verde, e entre o ciclo anual do CRU e do modelo HadAM3P na cor azul, sobre as áreas da Figura 4.7 Os perfis do ciclo anual simulados pelos modelos estão próximos aos do CRU sobre a maior das regiões durante quase todo o ano. Sobre as regiões AM, NE, SE e BR o modelo Eta subestima a temperatura cerca de  $-1,5^{\circ}\text{C}$  durante a maior parte do

ano, mas sobre CO e S há uma pequena diferença positiva média de 0,5°C. O perfil de temperatura simulado pelo Eta sobre a região S é o que possui o ciclo anual de temperatura mais próximo ao CRU. Próximo do final da estação seca sobre o NE, ambos os modelos indicam grandes diferenças, uma positiva de 2,0°C e outra negativa de -2,5°C simuladas pelo HadAM3P e Eta, respectivamente,. Entretanto, a temperatura máxima de outubro está aparecendo mais tarde do que o observado.

A simulação do ciclo anual do modelo Eta não adiciona ganho de valores sobre os resultados do modelo HadAM3P sobre a maior parte das Regiões. Há regiões em que o ciclo anual do Eta fica bem próximo aos do HadAM3P, como em AM e S, porém algumas vezes eles discordam como nas Regiões SE e NE. A região BR resume o ganho de valores adicionais, pois nesta região os modelos têm perfis quase coincidentes durante os primeiros seis meses do ano. Entretanto, nos últimos seis meses, o modelo HadAM3P apresenta melhores simulações que o Eta nos primeiros três meses e nos últimos três meses o modelo Eta tem melhores resultados que o HadAM3P. Desta forma há valores adicionais nas simulações do Eta apenas nos últimos três meses do ano. A partir do ciclo anual de TPS simulado pelo modelo Eta, conclui-se que as modificações introduzidas no calendário de 360 dias estão coerentes.

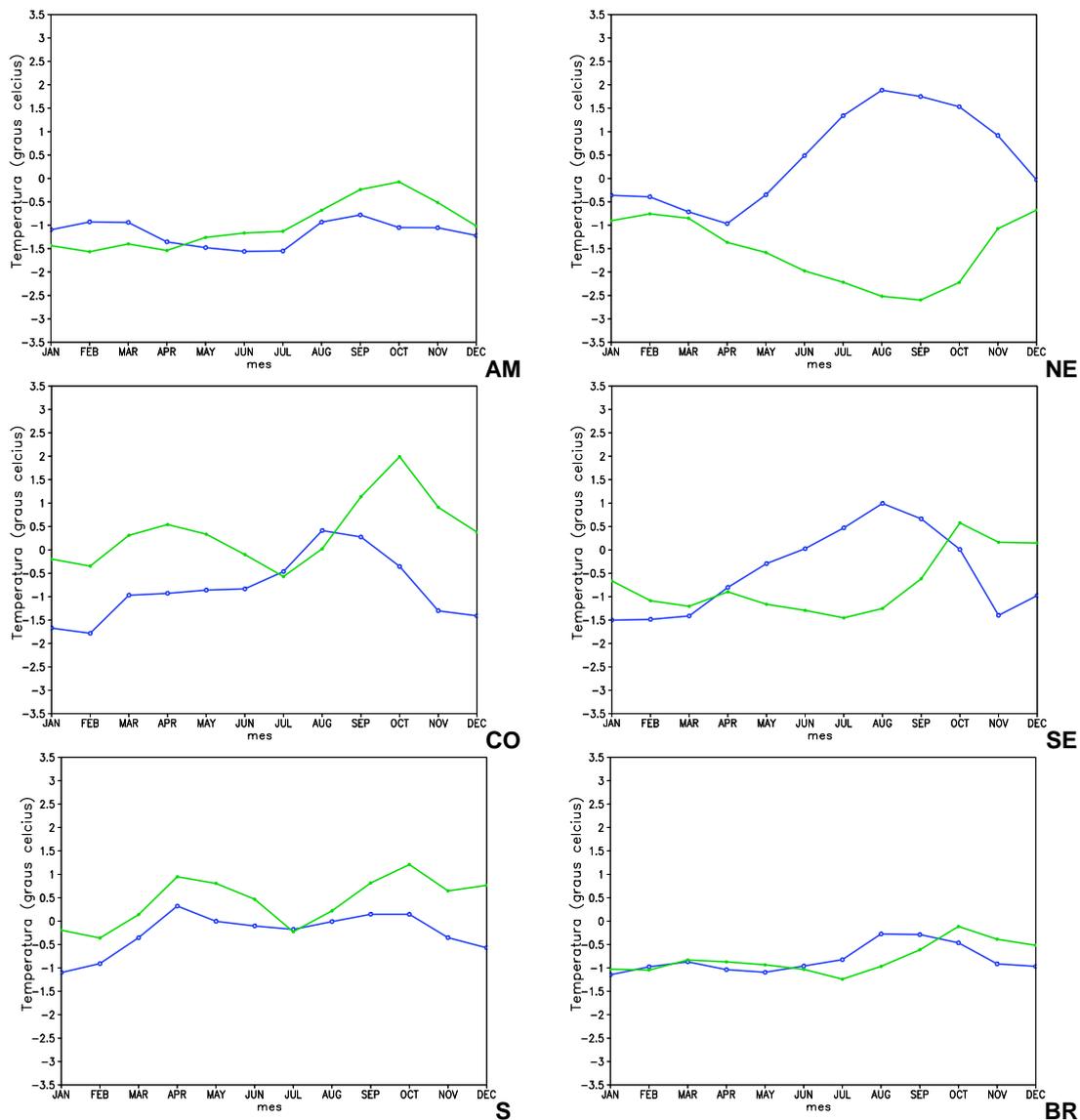


Figura 4.9 – Diferença do ciclo anual de TPS ( $^{\circ}\text{C}$ ) do CRU e do Eta (verde) e do ciclo anual do CRU e do HadAM3P (azul) sobre as seis regiões AM, NE, CO, SE, S e BR da figura 4.7 entre 1961-1970

#### 4.1.7 – Análise estatística

Após uma análise das diferenças espaciais e do ciclo anual dos modelos Eta e HadAM3P, é necessária uma avaliação da magnitude dos erros da simulação do modelo Eta, baseando-se em técnicas estatísticas. A tabela 4.1 apresenta o Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM) e Viés dos modelos Eta e HadAM3P sobre as seis áreas da Figura 4.7. Esta tabela é construída a

partir das equações de 3.3 a 3.5. Para estes cálculos são usados apenas os contrastantes trimestres de DJF e JJA. As cores vermelhas e azuis registram os menores valores estatísticos do Eta em DJF e JJA, respectivamente. As cores verdes são empates.

Considerando as áreas maiores como Brasil (BR) e AS em DJF e JJA, o Eta simula menores valores estatísticos em todos os testes, como ser visto na tabela 4.1. O mesmo acontece com apenas uma área pequena da região CO. Sobre AM estão os valores estatísticos estão pequenos em DJF. As regiões NE e SE em DJF, mostram o maior viés negativo de -2,2 mm/dia e positivo de 0,5 mm/dia, respectivamente.

Na maioria das regiões, os menores resultados estatísticos de precipitação estão sendo apresentados pelo modelo Eta em DJF e JJA. Destacam-se a Região SE em DJF e JJA como os resultados negativos das simulações do Eta. Sobre a região AM em DJF ocorre viés -1,2 mm/dia. A pior simulação sazonal do Eta em DJF é sobre NE. Os erros sistemáticos analisados nesta seção estão em acordo com os erros já discutidos nas seções anteriores.

Tabela 4.1 – Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM), Viés da precipitação (mm/dia) simulados pelos modelos Eta e HadAM3P em DJF e JJA. As cores vermelhas e azuis são os melhores resultados estatísticos simulados pelo Eta em DJF e JJA, respectivamente. As cores verdes são os valores iguais.

	EAM		EQM		Viés		
	Eta	HadAM	Eta	HadAM	Eta	HadAM	
AM	<b>2,99</b>	3,18	<b>3,74</b>	4,01	<b>-1,2</b>	-2,6	DJF
	1,34	1,29	1,65	1,52	-0,6	-0,5	JJA
NE	2,67	2,19	3,47	2,85	-2,2	-0,4	DJF
	<b>0,69</b>	0,91	<b>0,87</b>	1,12	<b>-0,4</b>	-0,8	JJA
SE	3,69	3,64	<b>4,45</b>	4,45	<b>0,5</b>	-1,5	DJF
	0,63	0,49	0,81	0,66	<b>0,08</b>	-0,3	JJA
S	<b>2,24</b>	2,50	<b>2,86</b>	3,07	-0,2	0,13	DJF
	1,99	1,93	<b>2,45</b>	2,45	<b>-0,2</b>	-1,0	JJA
Co	<b>2,81</b>	3,06	<b>3,47</b>	3,71	-1,1	-1,0	DJF
	<b>0,57</b>	0,62	<b>0,75</b>	0,83	<b>-0,1</b>	-0,1	JJA
BR	<b>2,66</b>	2,93	<b>3,32</b>	3,56	<b>-0,8</b>	-1,0	DJF
	<b>1,27</b>	1,48	<b>1,56</b>	1,74	<b>-0,4</b>	-0,8	JJA
AS	<b>2,57</b>	2,70	<b>3,15</b>	3,33	<b>-0,8</b>	-1,0	DJF
	<b>1,27</b>	1,83	<b>1,84</b>	2,19	<b>-0,4</b>	-0,8	JJA

A mesma análise estatística da precipitação é aplicada a seguir para TPS. A tabela 4.2 apresenta o Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM) e Viés dos modelos Eta e HadAM3P para as seis áreas da Figura 4.7. Para estes cálculos são usados apenas os contrastantes trimestres de DJF e JJA. As cores vermelhas e azuis registram os menores valores estatísticos do Eta em DJF e JJA, respectivamente. As cores verdes são empates.

Na tabela 4.2, nota-se que as regiões BR e CO no Eta exibem os menores resultados estatísticos, tanto em DJF quanto em JJA. As regiões SE e AS exibem os menores resultados apenas durante o trimestre de DJF. A Região NE e AM apresentam, respectivamente, o maior viés negativo de  $-2,2^{\circ}\text{C}$  e o positivo de  $0,5^{\circ}\text{C}$  do modelo Eta. O Eta apresenta menores valores de viés do que EQM ou EAM. O Eta mostra, apenas sobre a região AM, os menores valores estatísticos em JJA e os maiores em DJF.

A partir destes resultados se nota pequenas diferenças entre os resultados do HadAM3P e os do Eta. Destacam-se como resultados negativos do modelo Eta as regiões AM em DJF e NE em JJA onde ocorrem, respectivamente, o maior viés negativo e positivo. Sobre CO o modelo HadAM3P mostra o maior viés simulado de  $-1,6^{\circ}\text{C}$  em DJF. Estes valores comentados nesta seção estão de acordo com os erros sistemáticos discutidos na seção anterior.

Tabela 4.2 – Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Quadrático Médio (EQM) da TPS (°C) simulados pelos modelos Eta e HadAM3P em DJF e JJA. As cores vermelhas e azuis são os melhores resultados estatísticos simulados pelo Eta em DJF e JJA, respectivamente. As cores verdes são os valores iguais.

	EAM		EQM		Viés		
	Eta	HadAM	Eta	HadAM	Eta	HadAM	
AM	1,52	1,31	1,69	1,39	-1,3	-1,1	DJF
	<b>1,25</b>	1,66	<b>1,41</b>	1,77	<b>0,6</b>	-1,4	JJA
NE	<b>1,35</b>	1,48	<b>1,51</b>	1,71	-2,2	-0,3	DJF
	2,29	1,59	2,39	1,74	<b>-0,6</b>	1,3	JJA
SE	<b>1,26</b>	1,43	<b>1,48</b>	1,71	<b>0,5</b>	-1,2	DJF
	1,78	1,47	1,98	1,72	<b>0,1</b>	0,7	JJA
S	1,61	1,32	1,91	1,62	<b>-0,2</b>	-0,7	DJF
	<b>1,56</b>	1,56	<b>1,90</b>	1,95	-0,2	-0,1	JJA
CO	<b>1,26</b>	1,64	<b>1,48</b>	1,86	<b>-1,1</b>	-1,6	DJF
	<b>1,43</b>	1,66	<b>1,67</b>	1,95	<b>-0,1</b>	-0,1	JJA
BR	<b>1,69</b>	1,72	<b>1,91</b>	1,93	<b>-0,8</b>	-1,0	DJF
	<b>1,71</b>	1,77	<b>1,92</b>	2,01	<b>-0,4</b>	-0,6	JJA
AS	1,74	1,72	<b>2,00</b>	2,03	<b>-0,9</b>	-1,1	DJF
	1,81	1,80	2,07	2,06	<b>-0,7</b>	-0,8	JJA

#### 4.1.8 – Correlação de anomalia da precipitação

A figura 4.10 mostra a correlação de anomalia sazonal durante os trimestres de DJF, MAM, JJA e SON da precipitação do modelo Eta. As regiões vermelhas mostram baixos valores de correlação espacial e as cores verdes mostram altos valores de correlação. Durante o período do verão o modelo Eta tem

maior correlação de anomalia sobre as Regiões S, leste da SE e sul da NE. Durante o trimestre de MAM os maiores correlações estão sobre a faixa norte do Brasil, exceto sobre o norte do Pará. Em MAM os maiores valores de correção estão na Região Sul, porém apenas sobre o Rio Grande do Sul. Ainda em MAM ocorrem os mais altos valores de correlação de anomalia de precipitação sobre o norte da Região N, norte da Região NE. Em JJA ocorrem mais algumas mudanças e as correlações positivas estão sobre o centro-norte, Região SE e a maior parte da Região NE. Em JJA também ocorrem altos valores, entretanto estes ficam restritos sobre o leste e norte do NE. Finalmente em SON, as maiores correlações de anomalias estão sobre a região central e sobre a Região SE. Destacam-se, também, os altos valores sobre a Região S do Brasil em DJF e MAM.

O período de análise deste trabalho é o da estação chuvosa no Brasil central, ou seja, de outubro até abril. Durante este período ocorrem muitas áreas de média e pequena reprodutibilidade. Além disto, durante este período ocorreram também as menores áreas negativas. Sendo que os meses de JJA e MAM se mostraram muito contrastantes em termos de altos valores positivos e negativos, conclui-se que as simulações do Eta são consideradas próximas de um limite confiável para a maior parte do Brasil.

De acordo com vários estudos (MARENGO et al. 2003; ALVES 2007) a correlação de anomalia de precipitação é alta sobre o norte das Regiões N, norte e leste do NE e Região Sul do Brasil. Desta forma, conclui-se também então que as correlações de anomalias mostram uma reprodutibilidade mínima do modelo Eta na maior parte do Brasil, principalmente, durante os meses utilizados neste trabalho de outubro a março.

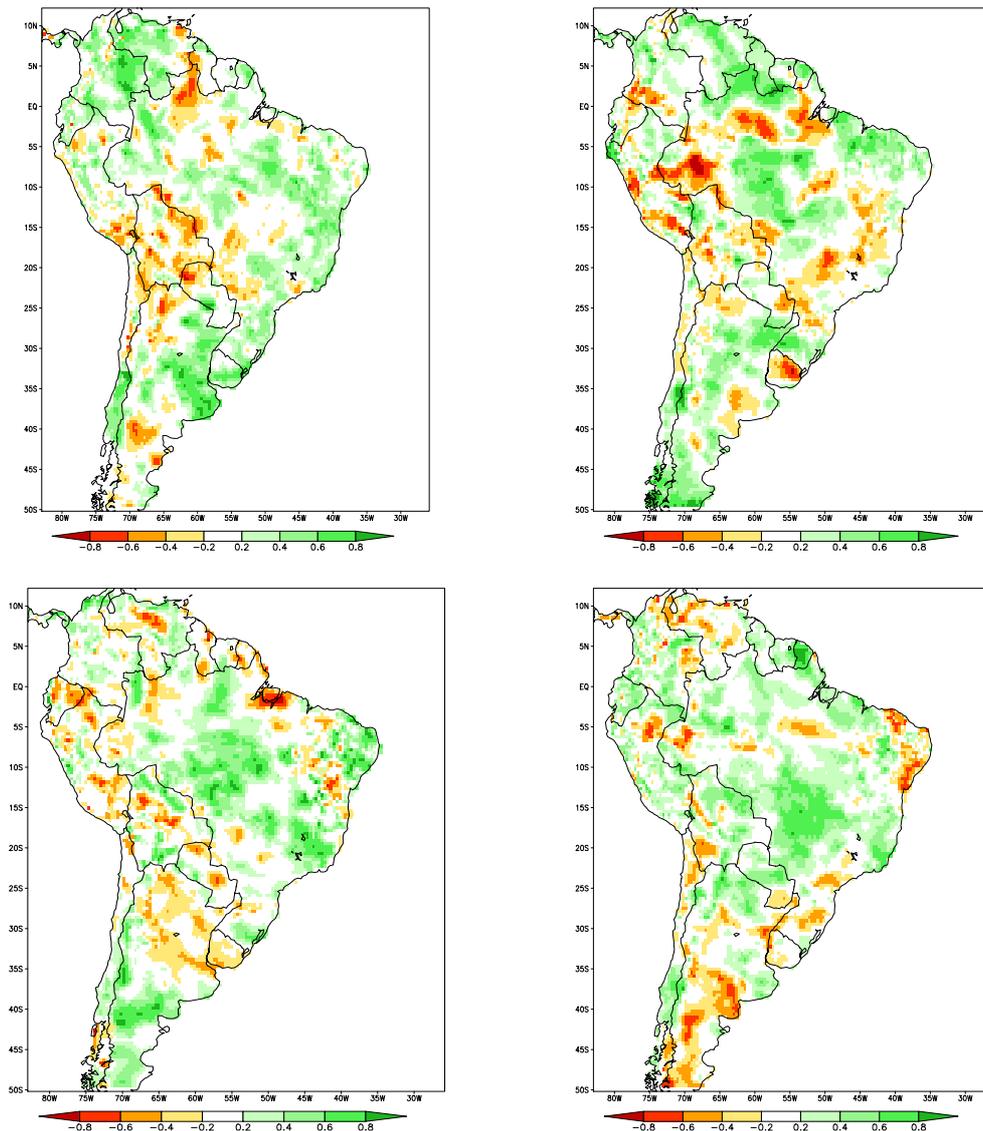


Figura 4.10 – Correlação de anomalia sazonal de precipitação do modelo Eta durante os anos de 1961-1970, para os meses de DJF (acima-esquerda), MAM (acima-direita), JJA (abaixo-esquerda) e SON (abaixo-direita).

#### 4.1.9 – Variabilidade Interanual

O modelo Eta simula bem as configurações espaciais e a variabilidade anual de precipitação e TPS sobre o período de 10 anos. Entretanto, a variabilidade interanual (VI) é importante também, para uma correta descrição climática. Nesta seção a VI é avaliada comparando-se com os dados de precipitação e temperatura do CRU. Além disso, é necessária uma análise no modelo Eta

para encontrar quais são as regiões (ou trimestre do ano) dominadas pelas CC e quais são dominadas pelo próprio modelo Eta. Foram escolhidos os contrastantes meses de DJF e JJA.

As Figuras 4.11 e 4.12 exibem a VI da precipitação em DJF e JJA entre 1961-1970, simulada pelos modelos Eta e HadAM3P, além dos dados do CRU. São usadas cores: verde para o Eta, azul para o HadAM3P e vermelha para o CRU. As áreas analisadas são as mesmas da figura 4.7

A VI do Eta segue próximo da VI do HadAM3P, durante a maior parte do período analisado e na maior parte das regiões. Em 1965 e 1966, um moderado evento de El Niño provocou a redução de precipitação nas regiões AM e NE, porém a simulação não foi tão intensa quanto no CRU. Quando os modelos são comparados contra a VI do CRU, apenas a Região Sul mostra seu perfil da VI próximo ao do VI do CRU. Entretanto, a VI nas regiões CO, SE e NE não apresentam perfis satisfatórios, isto é, no perfil simulado as curvas estão fora de fase. Mesmo sem apresentar boa VI na maior parte do Brasil, o Eta mostra o perfil da precipitação mais próximo ao do CRU que o HadAM3P, como pode ser visto na região BR, mostrando sua influência como CC.

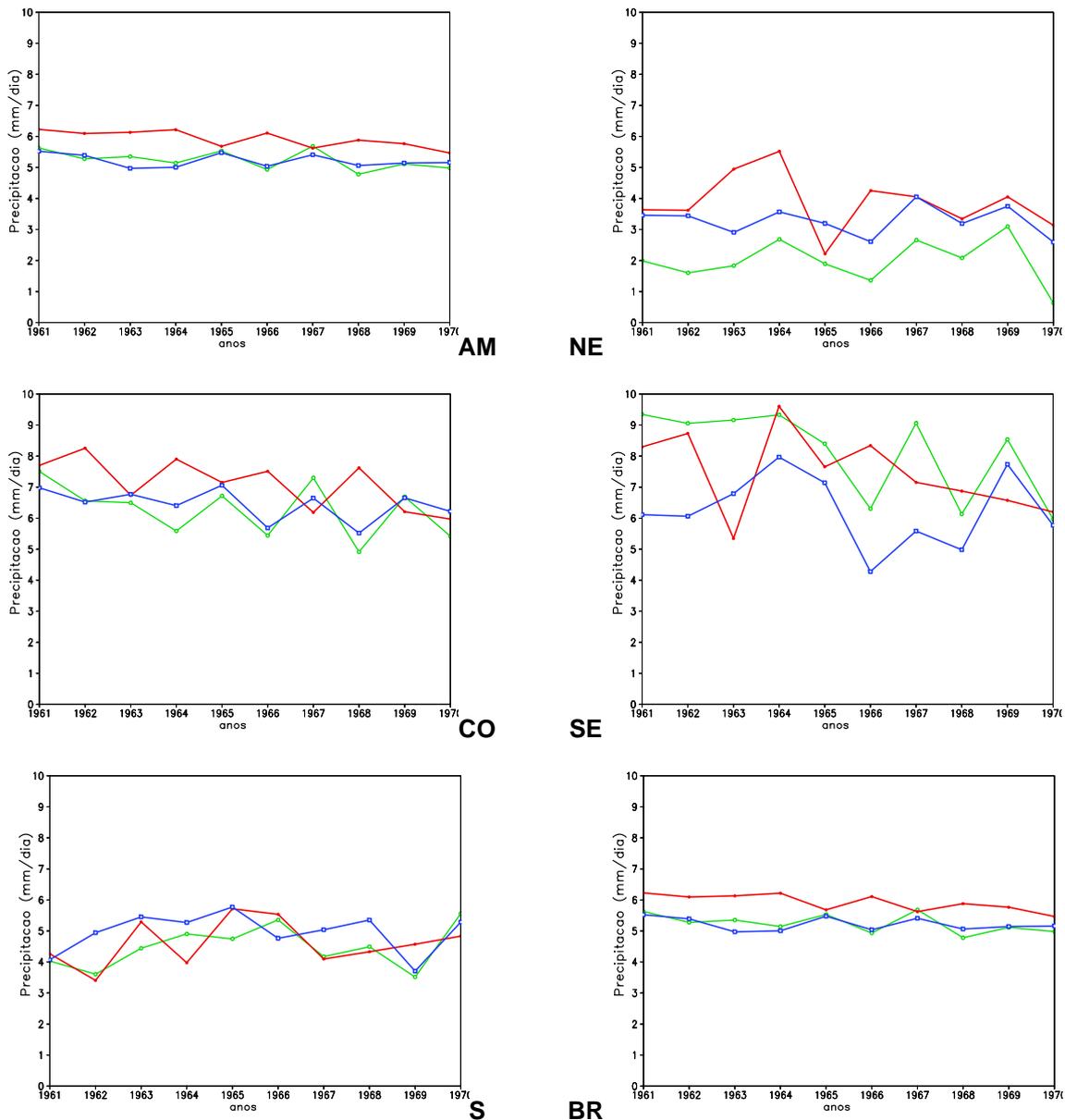


Figura 4.11 – Perfil da variabilidade interanual de precipitação em DJF simulados pelos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis regiões assinaladas na figura 4.7 de 1961-1970

A figura 4.12 apresenta a VI de precipitação no trimestre JJA entre os anos de 1961-1970 simulados pelos modelos Eta e HadAM3P, além do dados do CRU. Este é o período da estação seca na maior parte das regiões analisadas, principalmente sobre as Regiões AM, CO, SE e oeste da NE. Embora, a VI seja pequena nestas áreas, as curvas de simulação e observação estão próximas.

Durante JJA, apenas as Regiões AM e S exibem a maior precipitação neste trimestre e assim, maior VI, entretanto, nenhuma das curvas simuladas segue corretamente os dados do CRU. Sobre a região BR a simulação do modelo Eta apresentou-se com menor subestimação que o HadAM3P, desta forma desenvolvendo valor adicional ao modelo HadAM3P.

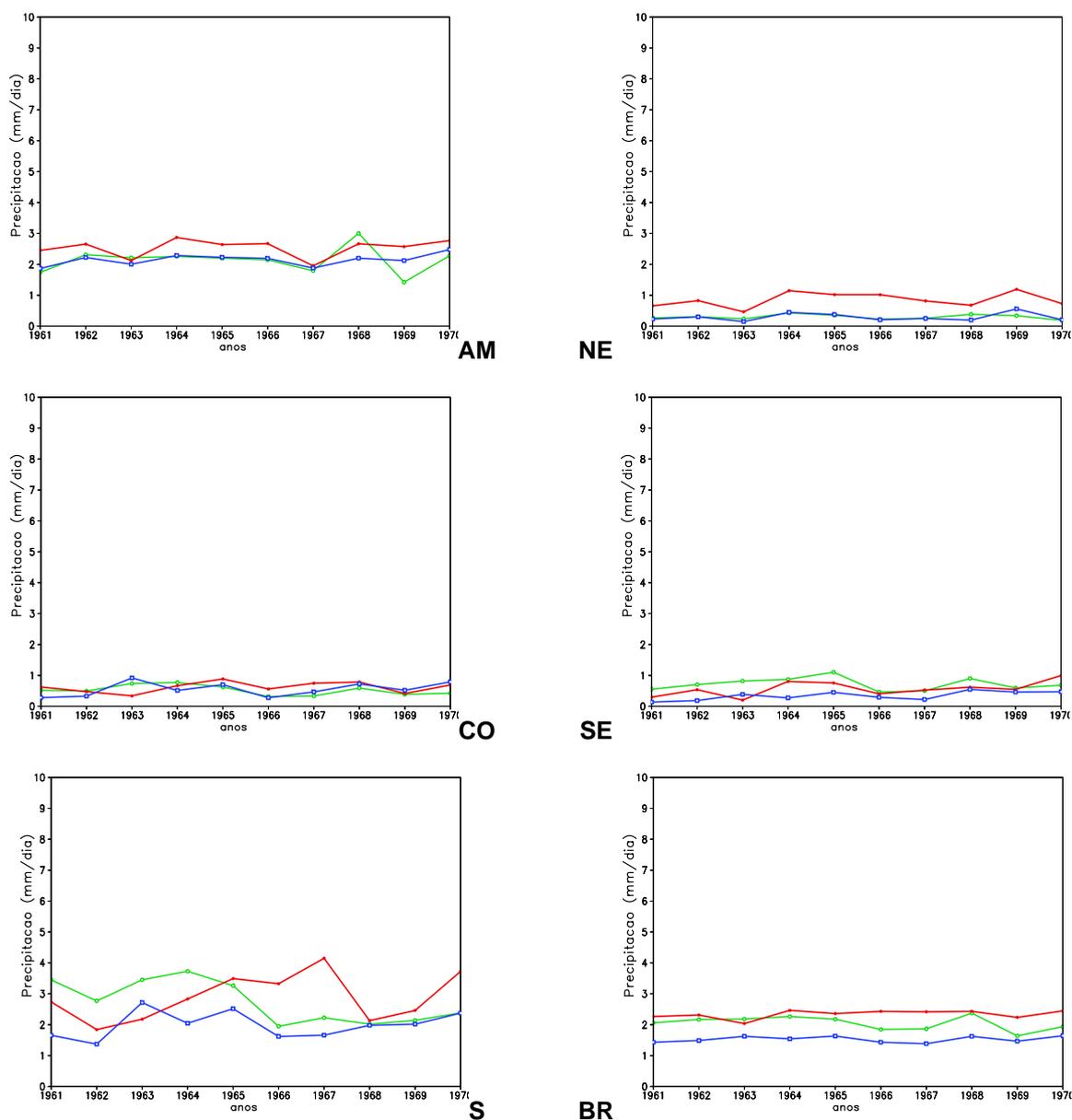


Figura 4.12 – Perfil da variabilidade interanual de precipitação para JJA dos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis área mostradas na figura 4.7 de 1961-1970

Os erros médios apresentados nas seções anteriores, para DJF e JJA, estão de acordo com estas figuras. Durante a estação chuvosa, sobre as regiões CO, NE e SE os perfis estão diferentes mostrando que o HadAM3P não tem muita influência no Eta nestas regiões. Durante a estação seca no Brasil central, esta característica já não domina mais e quase todas as regiões têm perfis próximos. No geral, nas estações chuvosas as CC não dominam tanto e o modelo Eta desenvolve precipitações diferentes das CC, entretanto nas estações secas os perfis estão mais próximos.

As Figuras 4.13 e 4.14 exibem a VI da TPS em DJF e JJA entre 1961-1970, simulada pelos modelos Eta e HadAM3P, além dos dados do CRU. São usadas as cores: verde para o Eta, azul para o HadAM3P e vermelha para o CRU. As áreas analisadas são as mesmas da figura 4.7. A Figura 4.13 mostra que o perfil da VI da TPS simulada pelo Eta segue próximo do perfil do HadAM3P na maior parte das regiões. Isto mostra que a TPS do HadAM3P domina a TPS do Eta em todos os períodos e na maior parte das regiões. Em geral, o perfil do CRU mostra pequena VI da TPS, mas as simulações exibem maior, principalmente nas regiões localizadas no interior do continente como AM e CO. Os perfis simulados pelo Eta, estão mais próximos dos observados nas regiões CO, SE e S, demonstrando nestes, valor adicionado pela Eta às CC do HadAM3P. Sobre a grande área BR o padrão médio, é praticamente, uma média de todas as regiões. Entretanto, mesmo com o valor adicionado pelo Eta sobre o HadAM3P, o Eta se mostra com uma subestimação de  $-1^{\circ}\text{C}$  na maior parte das regiões analisadas.

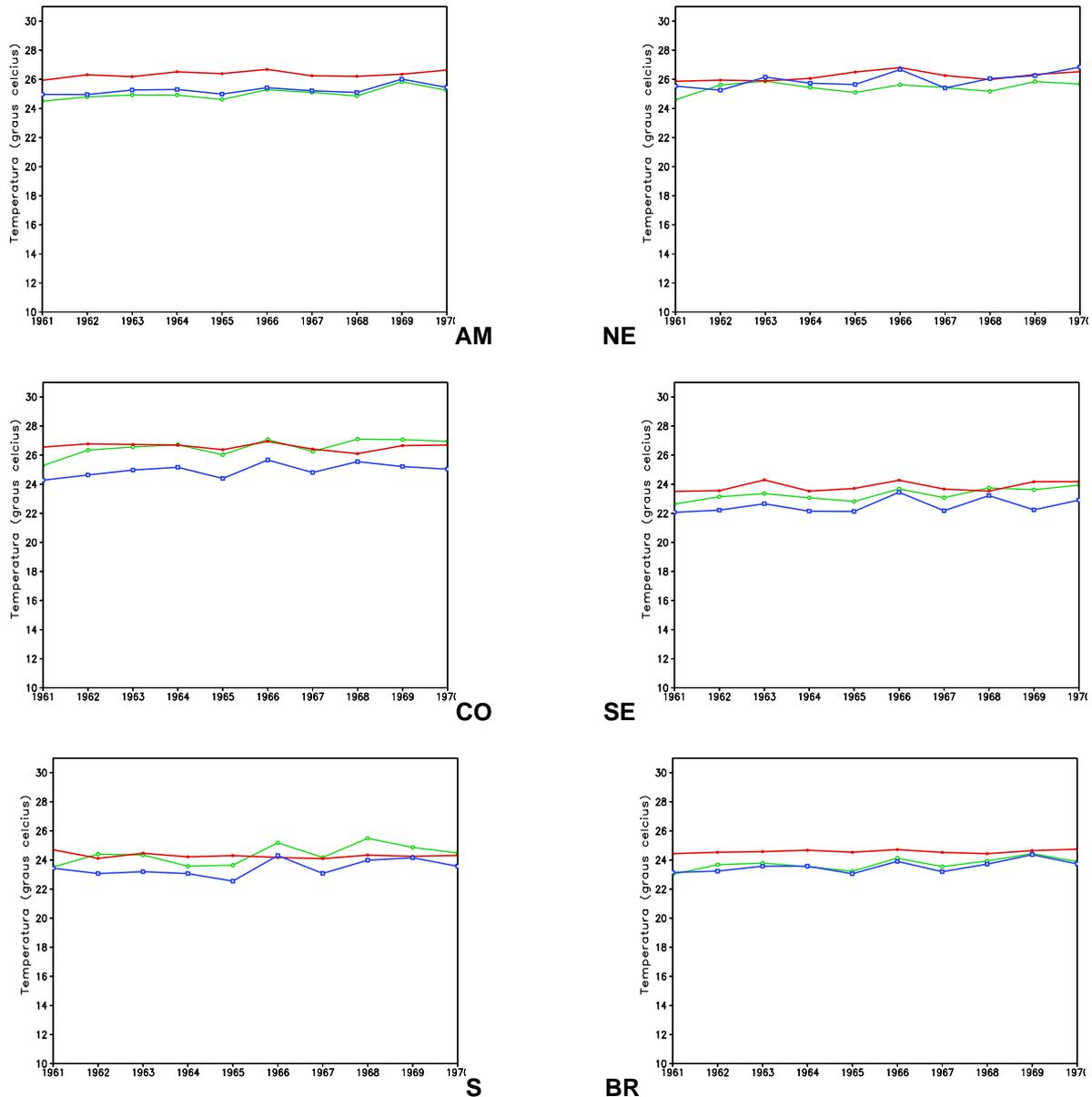


Figura 4.13 – Perfil da variabilidade interanual de TPS para DJF simulados pelos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis regiões assinaladas na figura 4.7 de 1961-1970.

A figura 4.14 mostra a VI da TPS em JJA entre os anos de 1961-1970 para os modelos Eta, HadAM3P e os dados do CRU. De forma similar ao apresentado em DJF, o modelo Eta tem sua VI de TPS, na maior parte do tempo, dominada pelas CC do HadAM3P e, assim, não desenvolve independência do HadAM3P. Mesmo assim, apresenta um pequeno valor adicionado apenas em AM e S.

Destaca-se a larga subestimação do Eta sobre NE e SE como tinha sido comentado na seção anterior.

A VI de JJA da simulação de TPS do Eta segue muito próxima da simulação do modelo HadAM3P em AM, CO, S e BR. As regiões NE, SE mostram o HadMA3P mais próximos das observações do que o modelo Eta, como tinha sido verificado na figura 4.2. Em geral, as regiões NE, SE e BR não mostraram valor adicionado pelo Eta ao HadAM3P. Mesmo sem valor adicionado na maior parte dos perfis simulados pelo Eta, está ocorrendo valor adicionado apenas sobre AM, CO e S. Destaca-se o valor negativo apresentado pelo Eta sobre as Regiões SE e NE com  $-1^{\circ}\text{C}$  a  $-2^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Como comentado na seção anterior, isto está de acordo com os perfis anuais de TPS para estas regiões que apresentam subestimação durante JJA.

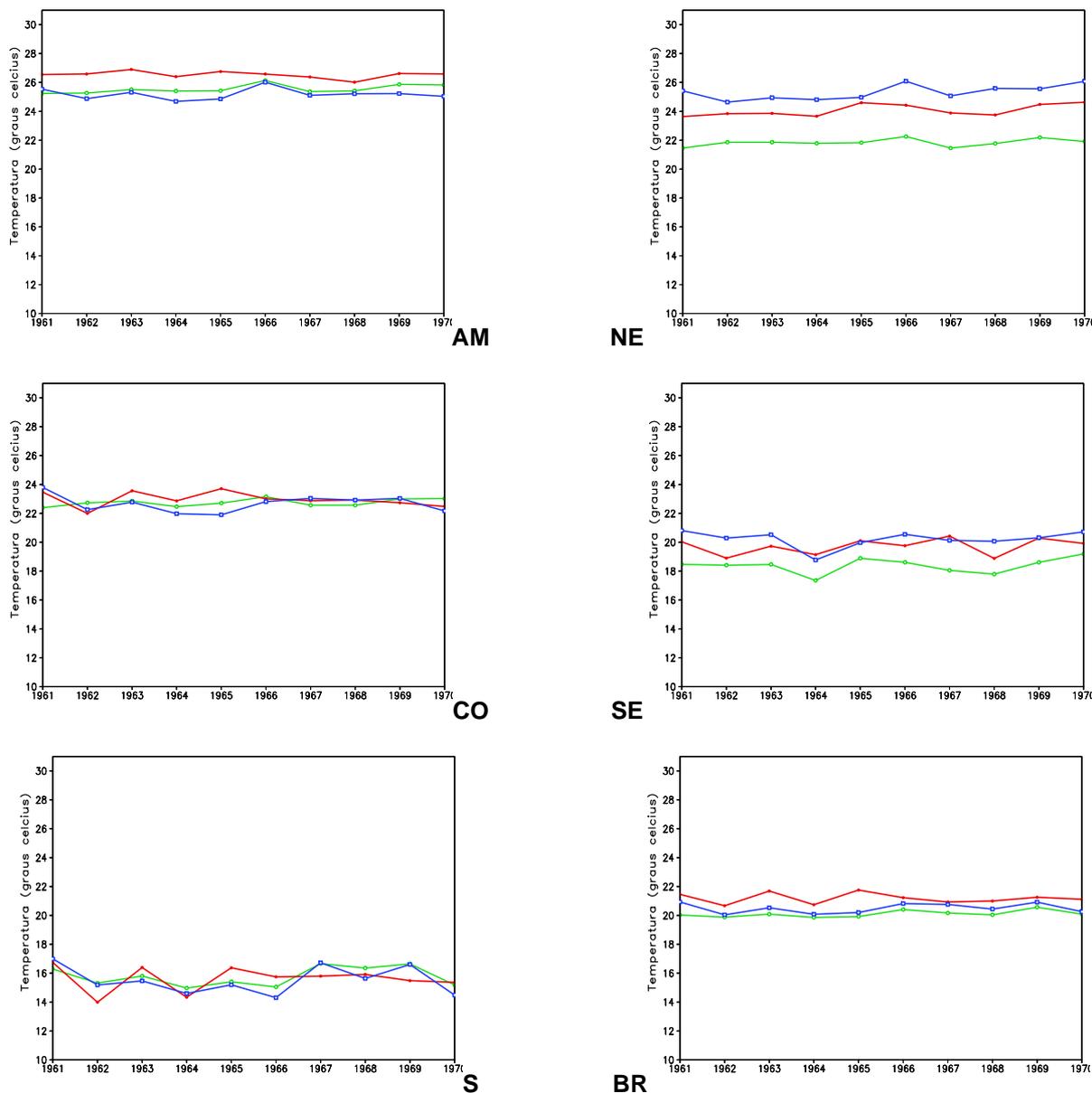


Figura 4.14 – Perfil da variabilidade interanual de TPS para JJA simulados pelos modelos Eta (verde), HadAM3P (azul) e dados do CRU (vermelho) sobre as seis regiões assinaladas na figura 4.7 de 1961-1970

O perfil da VI da TPS simulada pelo modelo Eta esta sendo fortemente dominado pelas CC. Ressalta-se que desta forma o Eta não consegue adicionar valores aos resultados das CC. Isto acontece de forma expressiva em DJF. Diferentemente da TPS, a precipitação exibe poucas vezes está

característica em algumas regiões. Nota-se que as baixas TPS do Eta sobre as Regiões NE e SE em JJA foram notadas na seção anterior.

Outro método de verificação das capacidades dos modelos em simular a VI é analisando o coeficiente de variação (CV) da precipitação e o desvio padrão (DP) da TPS (Giorgi et al., 2004; Solman et al. 2008). Tanto o DP quanto o CV medem a VI, pois o CV é o DP dividido pela média. A Tabela 4.3 apresenta os valores de CV e DP para as áreas da figura 4.7 entre 1961-1970, sendo que a cor vermelha representa a VI do Eta mais próxima do CRU em DJF e na cor azul a VI do Eta mais próxima do CRU em JJA. Na tabela 4.3, em geral, o perfil do CV do Eta está mais próximo ao do CRU. O CRU mostra altos valores de CV durante JJA, porque o CV está dividido pela precipitação média, o qual é menor em JJA. Ambos os modelos Eta e HadAM3P mostram resultados similares, mas no geral, a VI do modelo Eta está próxima ao CRU e a do HadAM3P é maior que a do CRU.

O DP da temperatura do Eta se mostra, na maior parte das regiões e trimestres, com valores mais distantes do DP do CRU. As exceções ficaram com SE e NE em DJF e JJA. Com relação à magnitude das diferenças de DP do Eta e do HadAM3P, estes são valores muito próximos, exibindo assim um domínio do HadAM3P com relação ao Eta.

Tabela 4.3 – Coeficiente de Variação (CV) para precipitação e Desvio Padrão para TPS (°C) para ambos os modelos durante DJF e JJA. Cores vermelhas mostram os valores do Eta mais próximos do CRU em DJF e azul em JJA.

	CV (precipitação)			Desvio Padrão (temperatura)			
	Eta	HadAM3P	CRU	Eta	HadAM3P	CRU	
AM	<b>0,27</b>	0,60	0,30	0,61	0,42	0,46	DJF
	0,91	0,75	0,73	0,57	0,49	0,52	JJA
NE	<b>0,95</b>	0,22	0,66	<b>0,70</b>	0,94	0,58	DJF
	1,27	1,10	0,88	0,45	0,70	0,58	JJA
SE	<b>0,35</b>	0,31	0,39	<b>0,76</b>	0,77	0,68	DJF
	<b>1,01</b>	2,22	1,05	<b>0,80</b>	0,98	0,81	JJA
S	<b>0,37</b>	1,12	0,47	1,13	1,02	0,75	DJF
	<b>0,61</b>	1,85	0,59	1,26	1,35	1,37	JJA
CO	<b>0,33</b>	0,43	0,32	0,89	0,75	0,52	DJF
	<b>1,25</b>	1,50	0,97	<b>0,97</b>	1,14	1,06	JJA
BR	<b>0,45</b>	0,52	0,40	0,81	0,80	0,58	DJF
	<b>0,91</b>	1,25	0,78	0,76	0,86	0,84	JJA
AS	<b>0,49</b>	0,60	0,44	<b>0,82</b>	0,85	0,60	DJF
	<b>0,82</b>	1,17	0,72	<b>0,74</b>	0,82	0,81	JJA

Conclui-se que a VI de precipitação do modelo Eta se mostra mais próxima do CRU, tanto verão quanto no inverno. Com relação à TPS, nota-se que exceto pela Região SE e CO, a VI do Eta e do HadAM3P são maiores do que os do CRU. O Eta é bem dominado pelas CC, tanto em DJF e JJA, exceto para a Região NE e SE que apresentam subestimação de -1°C e -2°C, respectivamente.

As modificações introduzidas no código mantiveram um bom comportamento do modelo Eta, e o mesmo, continua acompanhando a VI do HadAM3P. Entretanto, sobre alguns pequenos períodos e pequenas regiões, o modelo Eta apresenta-se um pouco fora da climatologia ou não adiciona valores ao HadAM3P. Sendo assim, antes das análises das duas simulações de 30 anos 1961-1990 e 2070-2099 deve-se ter cuidado na análise dos resultados do Eta. Dentre eles os principais são:

- a) Subestimação da TPS nas regiões SE e NE em MAM, JJA, SON;
- b) Em DJF pequena subestimação de precipitação no N e NE e pequena superestimação na SE;
- c) Pequena subestimação da precipitação do modelo Eta na maior parte do tempo com relação ao CRU;
- d) O Eta simula menores erros sistemáticos da Região S do que a Região N e NE;
- e) O Eta superestima a circulação de NW do lado leste dos Andes apenas em JJA (de 3 a 6 m/s);
- f) No Eta o campo de umidade específica em 925 hPa esta superestimada sobre as regiões mais altas e subestimada nas mais baixas com relação ao CRU. Principalmente durante DJF, JJA e SON;

Durante a análise desta seção, nota-se que uma boa parte do erro sistemático dos campos apresentados chega ao Eta através das CC. Desta forma, durante a avaliação destes campos deve ser lembrado:

- a) Da superestimação de 3 a 6 m/s durante a maior parte do ano, exceto em MAM com -3 a -4 m/s, na magnitude do escoamento em 850 hPa, ao norte de -5°S durante todo o ano, principalmente em SON;

b) Da superestimação na alta subtropical do Atlântico de 2 hPa e subestimação no Pacífico de -4 hPa;

c) Do erro sistemático na intensidade do jato subtropical e que variam sazonalmente, sendo MAM e SON (superestimação) e DJF e JJA (subestimação).

## **4.2 – Sistema de Monção da América do Sul em cenários atuais 1961-1990**

Foi realizada uma simulação contínua de 30 anos com o modelo regional Eta, entre 1961-1990, utilizando as CC do modelo HadCM3. Esta simulação é analisada baseando-se nas características apresentadas pelo Eta na seção anterior. Neste capítulo são analisados alguns parâmetros importantes, presentes no SMAS nos cenários atuais como, por exemplo, o início e o final da estação chuvosa, ZCAS e balanço de umidade.

O primeiro objetivo deste capítulo é determinar as datas de início e término da estação chuvosa do SMAS. Estas datas são importantes, pois alguns cálculos apresentados aqui são médias dentro do período da estação chuvosa.

### **4.2.1 – Início e Final da Estação Chuvosa**

O método de Gan et al. (2004) para o cálculo do início e término da estação chuvosa, é modificado neste trabalho. As modificações estão detalhadas na seção 3.2.3.1 da metodologia. As datas de início e término da estação chuvosa são calculadas através da aplicação do método de Gan modificado, na simulação de 1961-1990 do Eta e exibidas na tabela 4.4 abaixo. O período médio calculado da estação chuvosa tem 36 pântadas e está próximo do valor médio encontrado por Gan et. al (2004) com 38 pântadas, utilizando as reanálises do NCEP. O maior período da estação chuvosa tem 45 pântadas e o menor 28 pântadas. A estação chuvosa iniciada mais cedo, começa em 23 de setembro de 1962 e a finalizada mais tarde termina em 03 de maio de 1963. Desta forma, a data média da estação chuvosa é de 08 de outubro até 3 de

abril. Com relação à VI de todo o período da estação chuvosa, o DP calculado tem 4,35 pântadas.

Tabela 4.4 – Ano, pântadas, data inicial e final de cada estação chuvosa entre 1961-1990

Ano	Pântadas	Inicial	Final
1961-62	42	28 Set	28 Abr
1962-63	44	23 Set	03 Mai
1963-64	33	08 Out	23 Mar
1964-65	36	13 Out	13 Abr
1965-66	41	23 Set	18 Abr
1966-67	39	28 Set	13 Abr
1967-68	33	23 Out	08 Abr
1968-69	33	18 Out	03 Abr
1969-70	39	23 Set	08 Abr
1970-71	35	03 Out	28 Mar
1971-72	30	23 Out	23 Mar
1972-73	40	23 Set	13 Abr
1973-74	34	03 Out	23 Mar
1974-75	32	13 Out	23 Mar
1975-76	40	28 Set	18 Abr
1976-77	28	23 Out	13 Mar
1977-78	31	23 Out	28 Mar
1978-79	35	03 Out	28 Mar
1979-80	37	08 Out	13 Abr
1980-81	35	03 Out	28 Mar
1981-82	32	18 Out	28 Mar
1982-83	32	18 Out	28 Mar
1983-84	45	18 Set	03 Mai
1984-85	37	08 Out	13 Abr
1985-86	40	08 Out	28 Abr
1986-87	32	21 Out	03 Abr
1987-88	40	18 Set	08 Abr
1988-89	32	28 Out	08 Abr
1989-90	36	08 Out	08 Abr
1961-90	36	07 Out	06 Abr

Gan et al. (2004) utilizaram as reanálises do NCEP (1979-2000) no cálculo das datas iniciais e finais da estação chuvosa. Este trabalho e o de Gan et al. (2004), possuem um período de análise em comum, ou seja, de junho 1979 a dezembro de 1990 (11 anos e meio). Baseando-se neste período comum, os resultados encontrados aqui concordam entre si.

#### **4.2.2 – Zona de Convergência do Atlântico Sul**

É necessária uma análise de ROL, devido a sua importância na identificação das ZCAS. A figura 4.15 abaixo apresenta a média sazonal do campo de ROL simulado pelo modelo Eta (acima) e pelas reanálises do NCEP (abaixo) entre 1975-1990. A figura mostra uma subestimação de ROL pelo modelo Eta, porém não é possível identificar se erro sistemático é do modelo ou chegou através das CC. Nota-se que o Eta tende a colocar o campo de ROL - também associada a ZCAS – ao norte da Região SE e sul da NE, enquanto as reanálises mostram sobre o centro e sul da Região SE. Não foi utilizado o campo de ROL do HadCM3, devido ao mesmo não se encontrar disponível durante o desenvolvimento da tese.

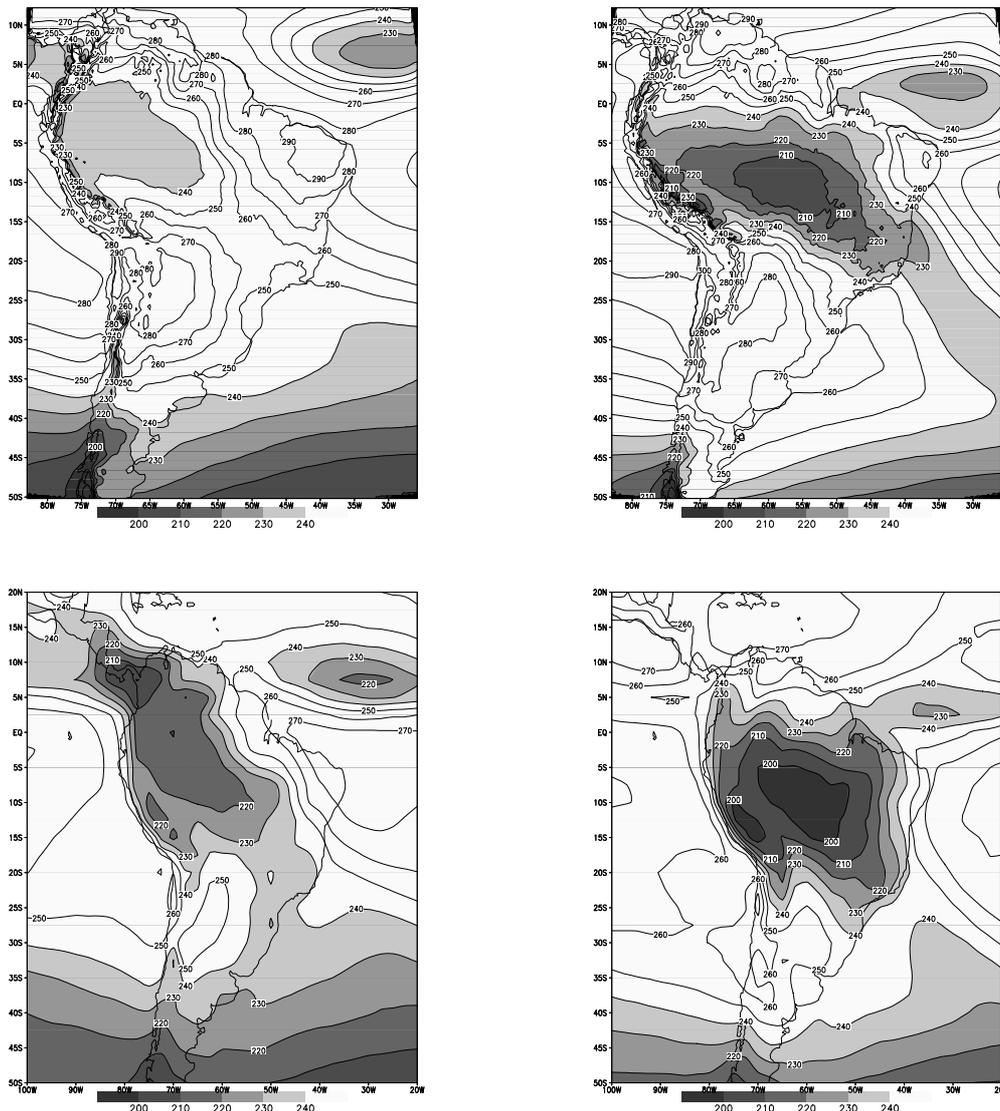


Figura 4.15 – Média sazonal do campo de Radiação de Onda Longa ( $W/m^2$ ) de SON (esquerda), DJF(direita) simulado pelo modelos Eta (acima) e as reanálises do NCEP (abaixo) entre 1965-1990

Neste estudo a estação chuvosa é subdividida em dois períodos básicos: de ZCAS e de não-ZCAS (NZCAS). Foi desenvolvido um algoritmo automático de identificação de casos de ZCAS sobre o Brasil, nas saídas do modelo Eta, durante o período da estação chuvosa entre 1961-1990. Devido ao uso de um modelo regional de 40 km e visando maior detalhamento das características climáticas do fluxo de umidade de algumas Regiões do Brasil, as ZCAS

identificadas são subdivididas de acordo com as Regiões do Brasil: Região S, Região SE e NE.

A figura 4.16 apresenta o número total de casos, o período médio (dias) e o desvio padrão do período médio (dias) das ZCAS simuladas pelo Eta, nos cenários atuais, para cada uma das três subdivisões criadas. No total foram 255 casos de ZCAS, sendo 173 casos (68%) sobre a Região SE, 12 casos (5%) sobre o norte da Região S e 70 casos (27%) no sul da Região NE. As ZCAS simuladas sobre a Região SE têm um período médio de 8,2 dias, sobre o norte da Região Sul 7,3 dias e sobre o sul do Nordeste 7,6 dias. O DP deste período médio de dias foi de 2,3 dias para o norte da Região S, 3,6 dias para a Região SE e 2,9 dias para o sul do NE.

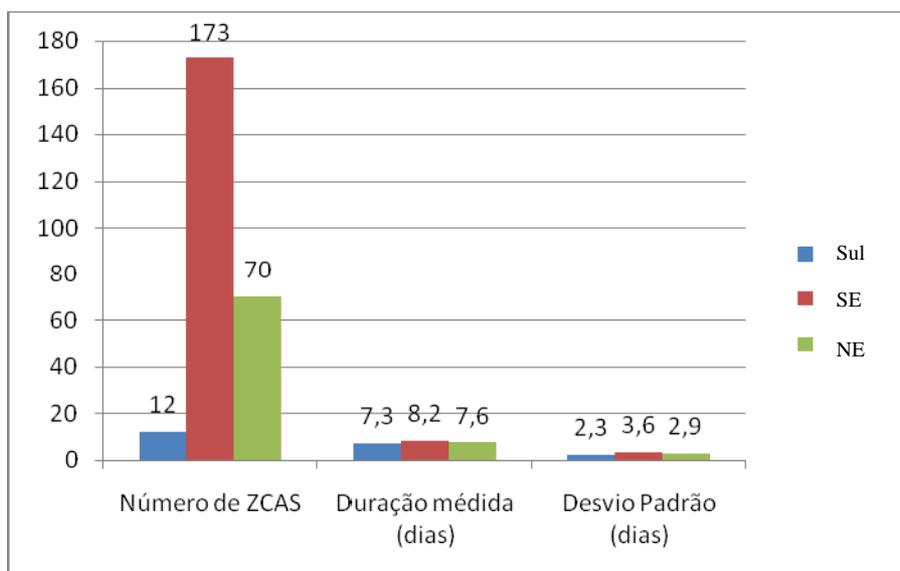


Figura 4.16 – Número de casos, período médio de duração (dias) e desvio padrão (dias) das ZCAS durante a estação chuvosa do modelo Eta entre 1961-1990, sobre as Regiões Sul, SE e NE.

A variabilidade mensal do número de casos de ZCAS é analisada na Figura 4.17. Esta figura apresenta o número total de casos de ZCAS, sem a divisão por Regiões, durante as estações chuvosas de 1961 até 1990. Durante os

meses de novembro a fevereiro ocorre uma média de 1,7 ZCAS por mês durante os 30 anos de integração.

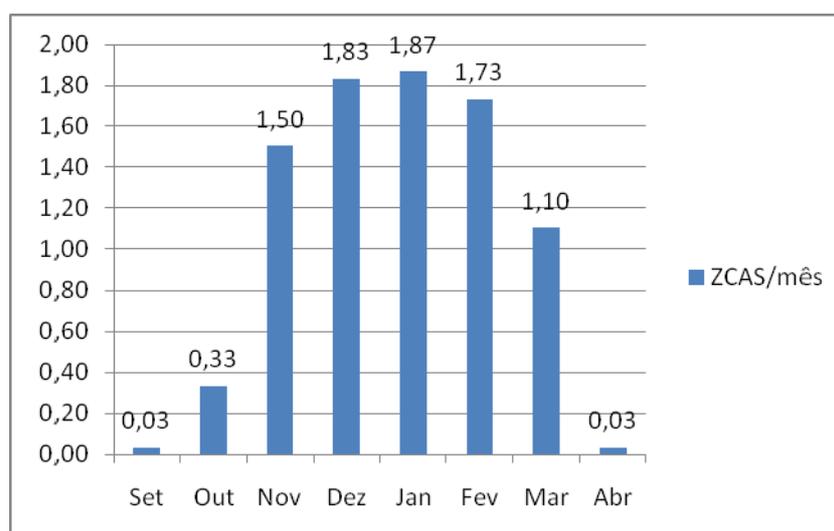


Figura 4.17 – Número de casos de ZCAS/mês simulado pelo modelo Eta nos cenários atuais 1961-1990

Sanches (2002) utilizando reanálises do NCEP e dados da revista climanálise, analisou o número médio de ZCAS por mês entre os meses de dezembro a fevereiro durante os anos de 1980 e 2000. Foi encontrada uma média de 1,0 ZCAS por mês e com período médio de 10 dias de duração. Neste trabalho aqui realizado, o número médio encontrado é de 1,7 ZCAS por mês, durante o mesmo trimestre (dezembro a fevereiro) e com um período médio de 8,0 dias de duração.

A aplicação do algoritmo usado aqui, para duas estações chuvosas consecutivas (89-90 e 90-91), através das reanálises do ERA40, mostra um número médio de 1,5 ZCAS por mês. Sendo uma simulação climática de 30 anos e um modelo regional com 40 km de resolução, conclui-se que estes valores encontrados são considerados satisfatórios.

### 4.2.3 – Composições de casos de ZCAS e NZCAS

Através das datas de início e término das estações chuvosas e das datas de início e término dos casos de ZCAS, são construídos os compostos dos campos de precipitação, transporte de umidade, ROL, TPS e escoamento em 850, 500 e 250 hPa durante os períodos de ZCAS e NZCAS. Além disso, espera-se que as composições de ZCAS e NZCAS consigam destacar algumas das características climáticas destes.

A figura 4.18 (a), apresenta a compostos dos campos de precipitação (mm/dia) e do fluxo de umidade específica integrado na vertical entre a superfície e 500 hPa ( $\times 10^8$  kg/s) durante o período das ZCAS (esquerda), NZCAS (centro) e ZCAS-NZCAS (direita). Durante o período das ZCAS há uma configuração de precipitação mais intensa, chegando a valores entre 10 a 12 mm/dia, sobre a região da ZCIT, centro e norte das Regiões SE, CO e sul das Regiões N e NE. Candido (2002) encontrou valores bem similares em uma análise de ZCAS sobre a Região Sudeste. Climatologicamente, sobre o continente, estas regiões coincidem com as maiores precipitações durante a estação chuvosa. Isto mostra a importância das chuvas associadas a ocorrência de casos ZCAS no regime pluviométrico do SMAS. A análise dos campos durante o período de NZCAS mostra configuração espacial quase similar, porém a precipitação é menor com valores máximos entre 4 a 6 mm/dia sobre a Região SE do Brasil. Durante a NZCAS não há formação de precipitação sobre o sul do NE e elas atingem valores até 6 mm/dia sobre a Região S do Brasil. Nota-se que as precipitações associadas a NZCAS, embora menores que a ZCAS, também têm um papel importante durante a estação chuvosa.

Na mesma figura, o composto de fluxo mostra altos valores de fluxo de umidade específica, principalmente sobre o norte das Regiões N e NE, com valores entre 200 a 300 kg/s. Soares (2008) utilizando o modelo PRECIS conseguiu valores entre 200 a 300 kg/s, integrando entre a superfície e 700 hPa, em uma simulação de 10 anos entre 1980-1989. Nota-se, também, o fluxo mais intenso na região do JBN localizado em diferentes regiões durante os

períodos de ZCAS e NZCAS. Isto é  $-68^{\circ}\text{W}$ ,  $-18^{\circ}\text{S}$  durante a ZCAS e  $-65^{\circ}\text{W}$ ,  $-15^{\circ}\text{S}$ . No primeiro caso a direção do JBN contribui para a manutenção das ZCAS e, conseqüentemente, no período de estiagem da Região S. No segundo caso mais ao sul, contribui para a manutenção das chuvas na Região Sul do Brasil. Durante as ZCAS há uma banda de fluxo de umidade mais intenso sobre o Atlântico Sul, de NW para SE, próximo do litoral norte da Região SE e sul da NE.

A figura 4.18 (a) da direita exibe a diferença dos compostos (ZCAS-NZCAS) do campo de precipitação (mm/dia) e de fluxo de umidade integrado entre a superfície e 500 hPa ( $\cdot 10^8$  kg/ms). Nota-se que a precipitação, durante o período de ZCAS, está entre 3 a 7 mm/dia maior do que no período NZCAS, sobre a maior parte das Regiões SE, CO e sul-oeste da N e NE. Durante os períodos de ZCAS, a precipitação sobre a Região Sul do Brasil está mais seca de -1 a -2 mm/dia do que durante os períodos da NZCAS. Cavalcanti e Rowntree (1998) verificaram esta característica climática, pois o JBN não chega mais a atingir a Região Sul durante estes períodos de ZCAS. Segundo os autores, ocorrem duas regiões mais secas: uma na frente e outra na retaguarda da região de maior fluxo de umidade, sendo esta última a que abrange maior área e é mais seca.

Esta característica climática observada por Cavalcanti e Rowntree (1998) é também observada nesta tese nos campos compostos de precipitação e fluxo de umidade específica. Durante o período das ZCAS o fluxo de umidade (associado ao JBN) em latitudes médias é direcionando para a maior parte das Regiões SE, CO, sul-oeste da NE. Desta forma, configurando uma região mais seca na retaguarda das ZCAS sobre a Região Sul do Brasil.

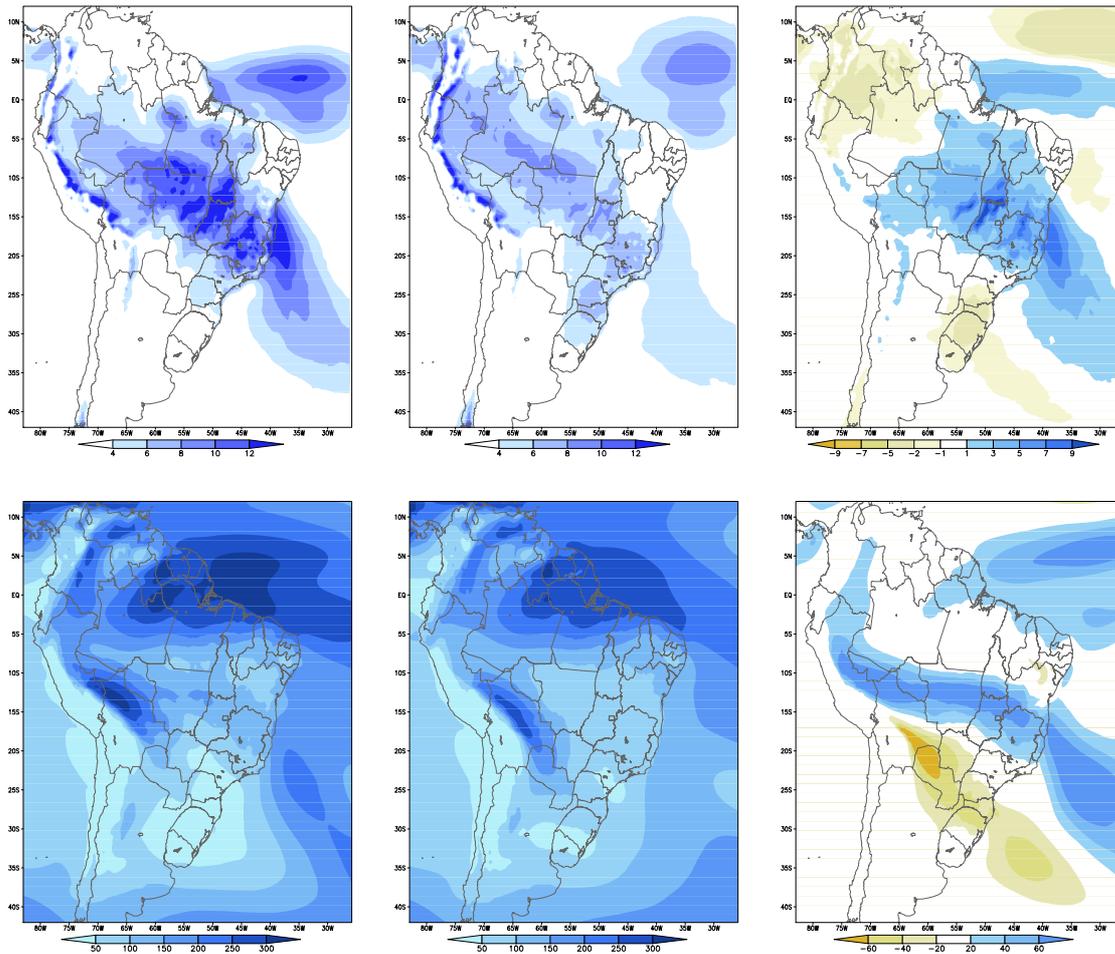


Figura 4.18 (a) – Compostos de precipitação (mm/dia) (acima) e fluxo de umidade específica média integrado na vertical da superfície até 500 hPa (kg/ms) (abaixo) durante casos de ZCAS (esquerda), NZCAS (centro), ZCAS-NZCAS (direita).

A figura 4.18 (b) apresenta os compostos de ROL ( $W/m^2$ ) e TPS ( $^{\circ}C$ ), durante os casos de ZCAS (esquerda), NZCAS (centro) e ZCAS-NZCAS (direita). Nota-se a climatológica banda de nebulosidade característica das ZCAS se estendendo desde a região centro-norte do Brasil até o Oceano Atlântico Sul, configuração NW-SE, pelo centro e norte das Regiões SE e CO e sul das Regiões N e NE. Há características climáticas similares entre os campos de ROL, precipitação e fluxo de umidade. A nebulosidade da ZCAS e da ZCIT está enfraquecida nos campos de NZCAS, porém a convecção associada ao alto fluxo de radiação solar e umidade está presente sobre quase toda a região

centro-norte do Brasil. Os campos compostos de TPS concordam com o campo de ROL, ou seja, durante os casos de ZCAS a TPS fica próxima de 24 a 26°C sobre quase todo o centro-norte do Brasil devido à nebulosidade. Entretanto, ao sul da ZCAS, onde predomina ausência de nebulosidade e ar seco a TPS fica próxima de 30°C. Durante a NZCAS a TPS fica de 2°C a 3°C mais alta na região centro-norte do Brasil e sobre o oceano Atlântico Equatorial.

A figura 4.18 (b) à direita apresenta a diferença (ZCAS-NZCAS) dos campos compostos de ROL e TPS. O campo de ROL apresenta também características climáticas similares, ou seja, anomalias negativas de ROL sobre a maior parte da Região SE, CO e sul-oeste da NE e anomalias positivas sobre a Região S do Brasil. Devido ao aumento da nebulosidade, precipitação e fluxo de umidade há uma diminuição da radiação solar e, portanto, uma diminuição da TPS de -1 a -2°C, como pode ser visto na figura de diferença de TPS. O contrário é observado sobre a Região Sul com anomalias positivas de TPS.

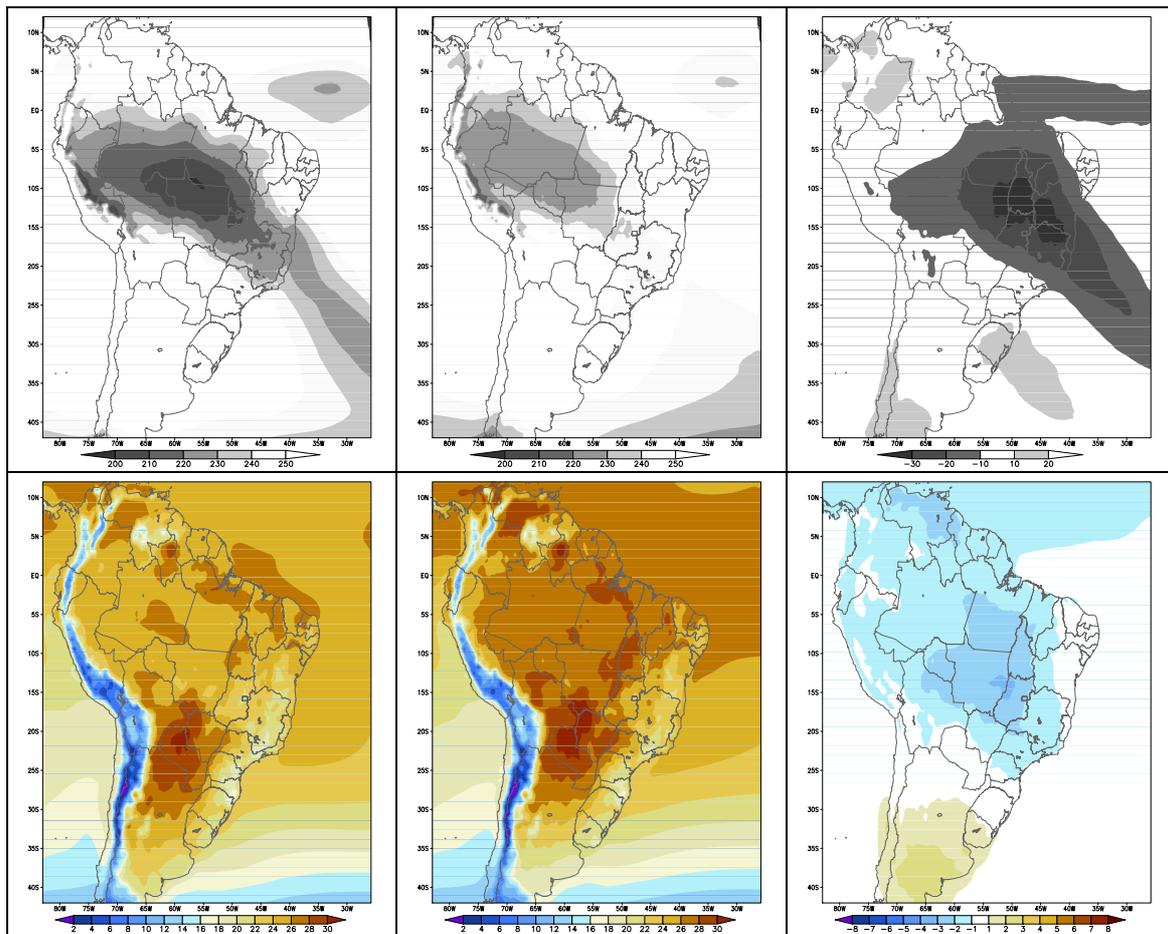


Figura 4.18 (b) – Idem a figura 4.18 (a) para os campos de Radiação de Onda Longa ( $W/m^2$ ) e Temperatura Próxima a Superfície ( $^{\circ}C$ )

A figura 4.19 apresenta um composto do escoamento da circulação dos ventos (direção e magnitude) nos níveis de 850, 500 e 250 hPa, durante os períodos de ZCAS e NZCAS. Durante o período de ZCAS, nota-se maior intensidade dos ventos alísios em 850 hPa sobre o Atlântico Equatorial. Sobre a Região CO o escoamento dos ventos no nível de 850 hPa se mostra de NW-SE durante as ZCAS e de N-S durante a NZCAS. Acompanhando a intensificação dos alísios durante a ZCAS, nota-se também a intensificação do escoamento de NW do lado leste dos Andes, cerca de 2 m/s mais intenso que no período da NZCAS.

Na figura 4.19, nos níveis médios da atmosfera durante os períodos de ZCAS, nota-se o característico cavado com eixo NW-SE, paralelo aos Andes e dando suporte ao forte movimento ascendente característico das ZCAS.

Em altos níveis, durante a presença das ZCAS, o centro da AB encontra-se cerca de 2°S a NW da posição da AB da NZCAS. Isto está coerente com a convecção mais a oeste no campo de ROL. Apenas sua intensidade variou sendo esta demonstrada pela posição do eixo do Cavado do NE que está mais intenso durante o período de ZCAS. Com relação ao jato subtropical, em 250 hPa, fica evidente a ocorrência de um deslocamento para sul, da região mais intensa do jato, durante a ocorrência das ZCAS.

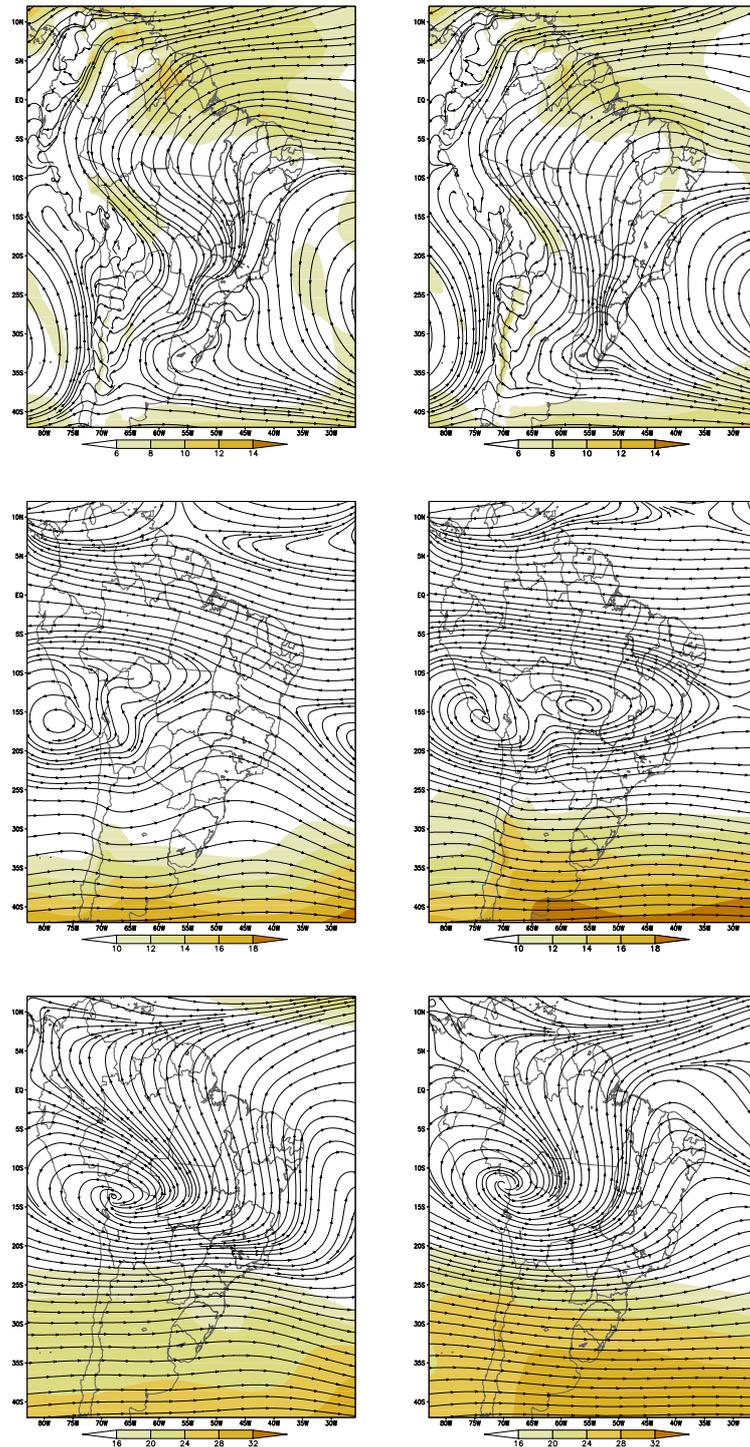


Figura 4.19 – Composto da circulação atmosférica (m/s) em 850 hPa (acima), 500 hPa (centro) e 250 hPa (abaixo) durante os casos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita)

Os campos compostos mostram características climáticas da atmosfera durante casos de ZCAS nos campos de precipitação, fluxo de umidade específica, ROL, TPS e escoamento dos ventos em baixos, médios e altos níveis, consistentes com trabalhos anteriores. Desta forma, o algoritmo automático para localização de casos de ZCAS pode ser climatologicamente validado. Desta forma, as ZCAS identificadas podem ser usadas nas próximas seções, na análise dos fluxos e balanços de umidade.

#### **4.2.4 – Fluxo de umidade em casos de ZCAS**

O fluxo médio de umidade específica integrado na vertical entre a superfície e 500 hPa (figura 4.18-a) mostra a importância do transporte de umidade das baixas para as médias latitudes durante os períodos de ZCAS. Desta forma, as figuras 4.20 (a), (b), (c) e (d) apresentam a divergência do fluxo de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa ( $\times 10^8$  kg/s), a direção e magnitude do fluxo de umidade através das paredes laterais dos quadrados de A até F ( $\times 10^8$  kg/s) durante os casos de ZCAS. Nestas figuras, os valores vermelhos negativos são ventos chegando de leste ou de norte e os azuis negativos representam convergência. A análise dos fluxos de umidade está dividida da seguinte forma:

- a) durante toda a estação chuvosa em todo o Brasil;
- b) durante os casos de ZCAS sobre a Região S;
- c) durante os casos de ZCAS sobre a Região SE;
- d) durante os casos de ZCAS sobre a Região NE.

A divisão realizada tem como objetivo, uma comparação do padrão de convergência do fluxo de umidade durante casos de ZCAS (Cavalcanti e Rowntree, 1998) e sobre conhecidas Regiões durante todo o período da estação chuvosa.

Analisando-se primeiro algumas características comuns entre as figuras 4.20 (a) e (c) nota-se a semelhança na direção do fluxo nas laterais dos quadrados de A até F de toda a estação chuvosa e da ZCAS sobre a Região SE. Porém, há diferenças na magnitude do fluxo e, durante as ZCAS, elas foram mais intensas na maior parte do Brasil. Foram encontradas outras características comuns na maior parte das figuras 4.20:

- a) O fluxo médio, chegando de norte sobre as Regiões Norte e NE, está muito intenso com quase 8,0 Kg/s (A e B somadas). Este é, pelo menos parcialmente, gerado pelo HadCM3. Além disto, estes também podem estar contribuindo com as altas convergências de fluxo em A e B;
- b) o quadrado E apresenta divergência durante todo o período analisado e, provavelmente, isto pode estar sendo parcialmente gerado pelo viés de umidade específica simulado pelo modelo Eta em SON e DJF (figura 4.6).
- c) os fluxos meridionais são sempre negativos.
- d) Em geral, há maior aumento no transporte meridional durante os casos de ZCAS, principalmente de A e B para C e D e de C e D para E e F.
- e) Na face oeste do quadrado C nota-se a presença de um fluxo mais intenso de aproximadamente 2.0 kg/s, provavelmente associado ao JBN;
- f) entre as faces de E e F e C e D estão os menores valores de fluxos transportados

Após uma relação das características comuns das figuras, a seguir são analisadas algumas diferenças regionais. Durante todo o período da estação chuvosa (figura 4.20-a), nota-se a presença de fluxos meridionais médios (de norte para sul) de -1,2 kg/s dos quadrados de A e B para C e D e de C e D para E e F com -1,4 kg/s. Há grande convergência em D, particularmente, devido ao fluxo de leste para oeste na parede leste deste com -0,83 kg/s. Nesta figura os fluxos em E e F não estão intensos e, praticamente, variam de 1,22 a -1,40

kg/s. Em C a maior parte do fluxo segue para sul e depois em E a maior parte segue para leste e oeste. O fluxo de B chega em D junto com um do Atlântico e outro como parte do JBN. Uma parte do fluxo segue mais fraco para sul. Em F, através das paredes leste e sul saem quase 2,0 kg/s. Isto provoca uma divergência de umidade neste quadrado.

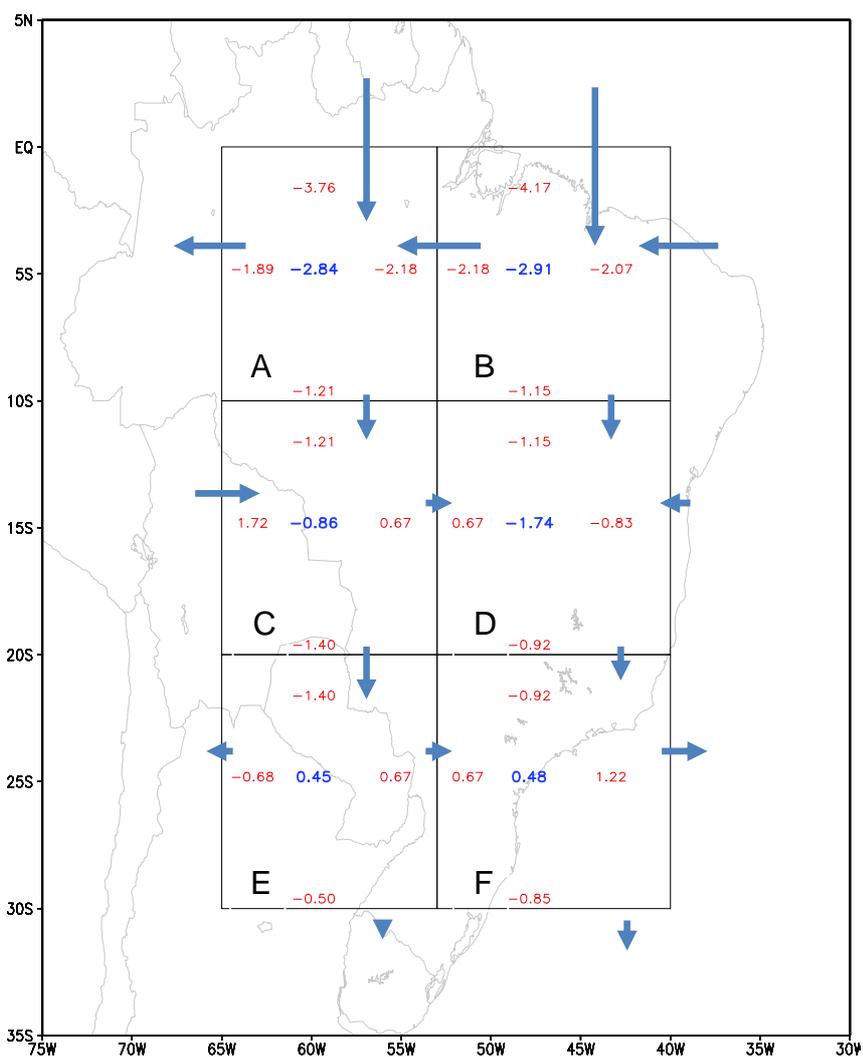


Figura 4.20 (a) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos ( $\times 10^8$  kg/s) (em azul) nos dos quadrados A, B, C, D, E e F simulado pelo modelo Eta durante as estações chuvosas de 1961-1990.

Durante os períodos de ZCAS sobre a Região do NE, figura 4.20 (b), ocorre um grande transporte meridional de A e B para C e D e, desta forma, colaborando parcialmente, para as altas convergências sobre C e D. Ressaltam-se os fluxos e as convergências dos fluxos mais intensos estão sobre os quadrados A, B, C e D apenas, onde ocorrem os mais altos valores de convergência em C e D com  $-1,78$  e  $-2,08$  kg/s. O fluxo meridional menos intenso é de C e D para E e F. No quadrado B ocorre uma diminuição do fluxo para oeste, sendo parte deste desviado para sul, devido ao maior transporte meridional provocado pelas ZCAS do quadrado B para D. Desta forma, os fluxos dos alísios até A e B criam convergência em C e D, e uma parte destes fluxos segue para sul em ambos os quadrados. Chegando em C, junto com o JBN ocorre uma alta convergência. Do restante do fluxo, a metade segue para D e, junto com o fluxo de B, cria alta divergência em D, com  $-2,06$  kg/s. Uma parte do fluxo segue para o Atlântico enquanto outra pequena parte chega até F.

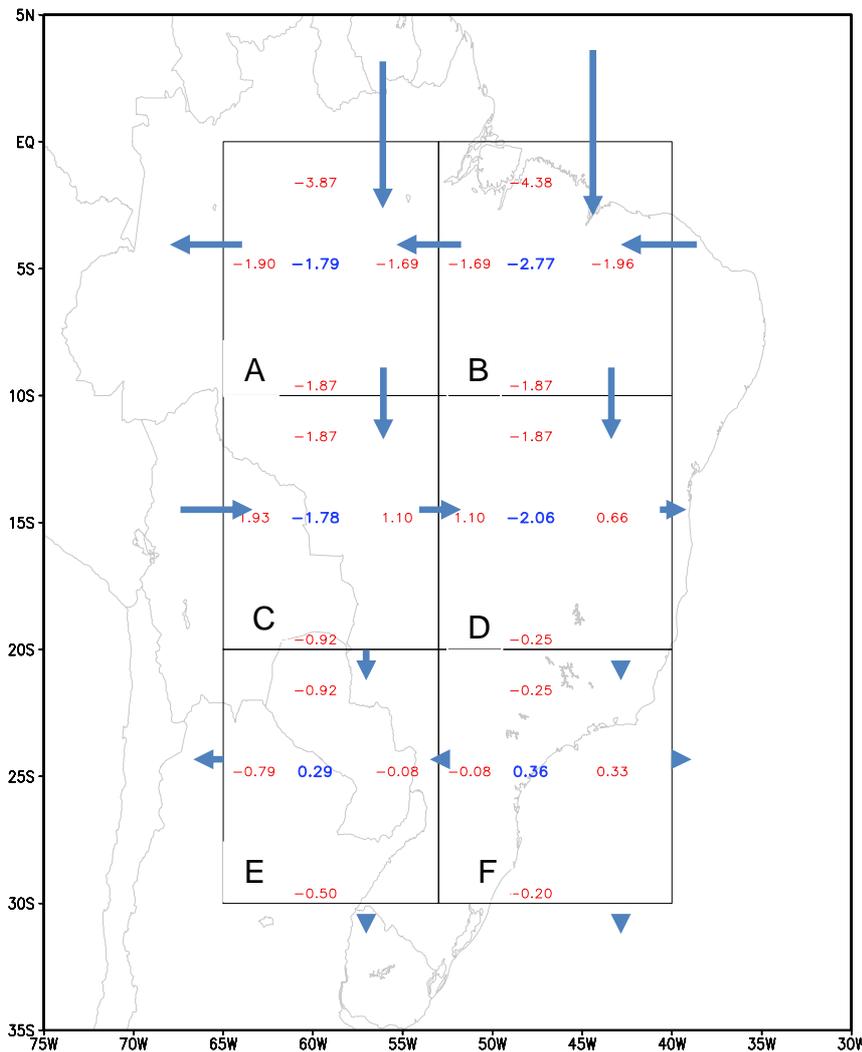


Figura 4.20 (b) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos ( $\cdot 10^8$  kg/s) (em azul) nos quadrados A, B, C, D, E e F simulado pelo modelo Eta durante casos de ZCAS sobre a Região NE do Brasil nas estações chuvosas de 1961-1990.

Com relação às ZCAS sobre a Região SE (figura 4.20-c), as maiores convergências de umidade não estão mais restritas aos quadrados A, B, C e D. Há um maior valor de fluxo de umidade em E e F. Os fluxos são devido aos alísios em A e B de norte e leste continuam para sul, na direção de C e D. O fluxo que chega em C, junto com o JBN, cria uma convergência de  $-1,5$  Kg/s em C e metade do fluxo segue para leste e a outra metade para sul. Do fluxo

indo para sul, apenas uma pequena parte chega até F, sendo parte indo para oeste e a outra para sul. Em D os altos valores chegando de B e C formam uma forte região de convergência com -1,71 Kg/s. Desta -1,5 Kg/s segue para sul, na direção de F e, assim, F apresenta fraca convergência, pela primeira vez.

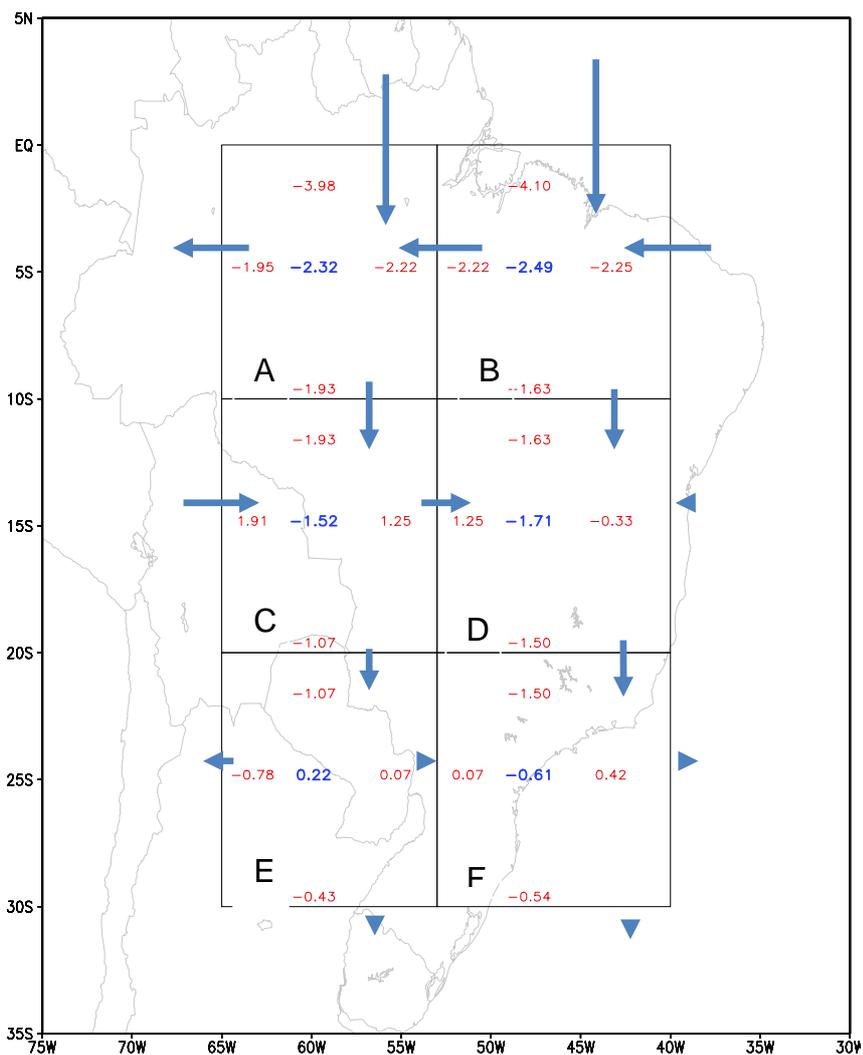


Figura 4.20 (c) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos ( $\times 10^8$  kg/s) (em azul) nos quadrados A, B, C, D, E e F simulado pelo modelo Eta durante casos de ZCAS sobre o SE do Brasil nas estações chuvosas de 1961-1990.

Durante os episódios de ZCAS sobre a Região Sul, figura 4.20 (d), as principais características são o alto valor de convergência do fluxo de umidade sobre a Região F, com aproximadamente  $-2,43$  kg/s. Além disto, ainda há  $-2,07$  kg/s saindo através das paredes sul de E e F (somadas). Analisando-se o alto valor de convergência do polígono F, este é conseguido devido ao transporte de umidade, na parede leste vindo do mar, com  $-1,19$  kg/s. Através das paredes norte de E e F (somadas), a taxa de umidade transportada chega a  $-3,38$  kg/s, a qual é a mais alta dos quatro configurações analisadas. Estes valores de fluxo em E e F estão próximos de Saulo et. al (2000) com aproximadamente  $-2,5$  kg/s. Devido ao menor valor de transporte de B para D, ocorre a maior convergência em B com  $-2,65$  kg/s. Em C ocorre o maior transporte para E e, em seguida, de E para F. Somados A e B, este é o menor transporte meridional do período analisado. Os fluxos de A e B até E e F chegam, praticamente, meridionais devido ao mínimo transporte entre C e D. Há maior fluxo do Atlântico na parede leste de D com  $-1,4$  kg/s.

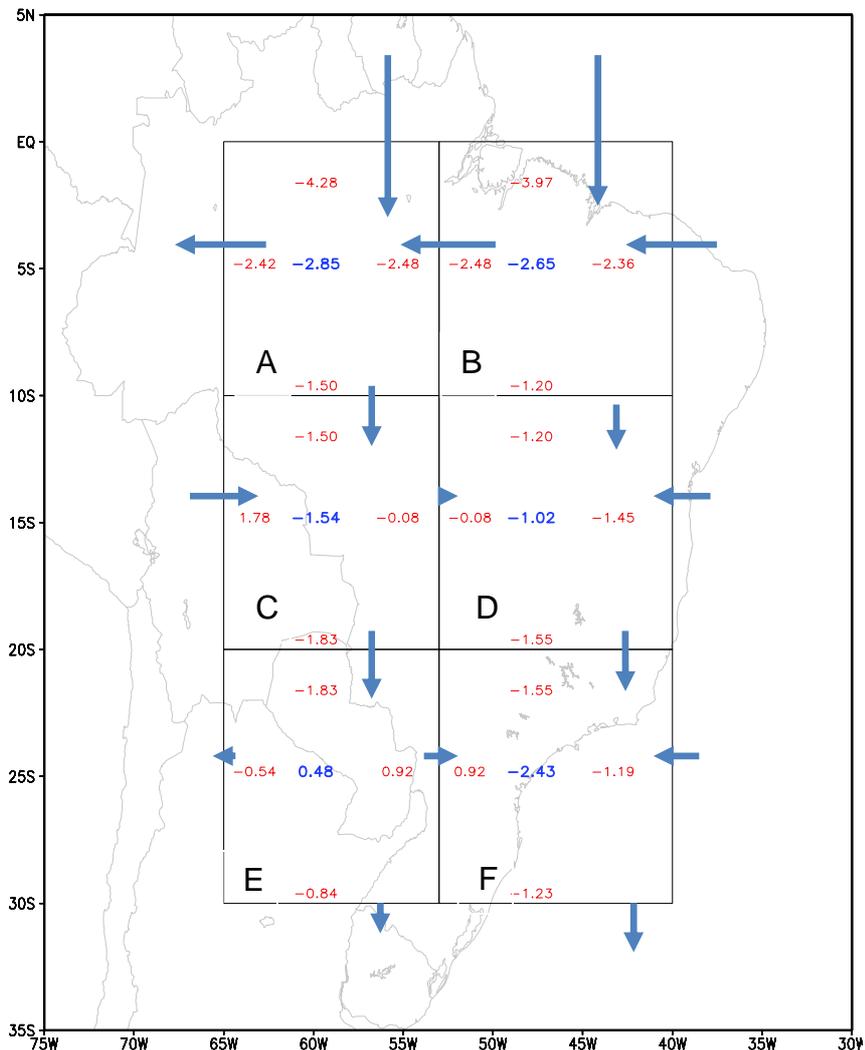


Figura 4.20 (d) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nos quadrados A, B, C, D, E e F ( $\times 10^8$  kg/s) simulados pelo modelo Eta durante casos de ZCAS na Região S do Brasil nas estações chuvosas de 1961-1990.

Estas figuras mostram a importância dos fluxos de umidade vindos do Atlântico como também a convergência dos fluxos de umidade em médios e baixos níveis. Outro fator importante é a contribuição dos quadrados de A até F na magnitude e direção do fluxo na direção dos seus vizinhos. Comparando-se os fluxos de toda a estação chuvosa (Figura 4.20(a)) com os das ZCAS sobre a Região SE (Figura 4.20(c)), praticamente não há modificação do transporte de

umidade, o que ocorre é um aumento da magnitude do fluxo durante o período das ZCAS, principalmente os meridionais. Foi notado aumento dos fluxos de umidade zonais e meridionais nas paredes de A até F durante os casos de ZCAS. O padrão da circulação do fluxo de umidade em caso de ZCAS obteve características similares aos da figura 2.5 desenvolvidos por Herdies et al (2002). No trabalho de Herdies não foi notada a presença de alguma componente de oeste, similar ao JBN, chegando no lado oeste (em Herdies, Figura-7, quadrado B). Um detalhe notado por Herdies foi a inversão dos ventos de norte-sul no quadrado E (em Herdies, Figura-7, quadrado C) de um evento de ZCAS para um NZCAS. Esta reversão do vento foi notada anteriormente por Min e Schubert (1997), entretanto, esta característica da reversão não foi observada no modelo Eta nesta tese.

#### **4.2.5 – Balanço de umidade em casos de ZCAS**

As figuras 4.21 (a), (b), (c) e (d) apresentam os valores do balanço de umidade sobre as mesmas regiões analisadas no fluxo de umidade. As componentes do balanço são a precipitação (P), evaporação (E) (ou evapotranspiração), convergência de umidade (C) e o termo de não balanço (P-E-C) (Marengo 2005). Como já tinha sido comentado na metodologia, devido à análise ser sobre um longo período de 30 anos de dados o balanço se reduz aos termos P, E e C.

Durante os casos de ZCAS, os valores de precipitação e convergência estão um pouco acima dos valores anuais médios obtidos por Marengo (2005) para a Região Amazônica. Marengo (2005) conseguiu uma média anual diária de 5,8 mm/dia para precipitação, 4,3 mm/dia para o valor de evaporação, 1,4 mm/dia para convergência de umidade e 0,1 mm/dia de P-E-C. Nas figuras 4.21 (a), (b), (c) e (d), sobre o quadrado A, são calculados de 6,84 a 7,69 mm/dia de precipitação, de 4,24 a 4,30 mm/dia de evaporação, de 3,10 a 3,58 mm/dia de convergência de umidade e de -0,50 a 0,14 mm/dia de termo de não balanço. Tanto a precipitação como a convergência de umidade estão acima do esperado. Isto pode ser justificado devido à Marengo (2005) ter calculado o

valor médio anual e nesta tese é calculado o valor na estação chuvosa e durante casos de ZCAS, desta forma apresentando precipitações acima do valor de Marengo (2005), como era esperado.

Ainda na figura 4.21 (a), a simulação do modelo Eta mostra características da estação chuvosa como, por exemplo, as maiores precipitações em A, C, D e F devido à passagem das frentes, ZCAS e forte convergência de umidade. Apenas nas regiões A e D se nota os maiores valores de convergência de umidade. Sobre a região C, onde se nota alta precipitação e baixa convergência, as precipitações devem estar mais relacionadas ao aquecimento diurno ou transporte de umidade pelo JBN. As regiões B e E possuem os menores valores de convergência e, conseqüentemente, baixas precipitações. As maiores taxas de evaporação são da área Amazônica com 4,24 mm/dia seguidas por 3,79, 3,76, e 3,52 mm/dia em F, C e D, respectivamente, justamente devido à forte precipitação nestas regiões. As regiões com menor precipitação possuem também as menores evaporações. Com relação ao termo de não balanço este valor médio está próximo de -0,50 e 0,50 mm/dia.

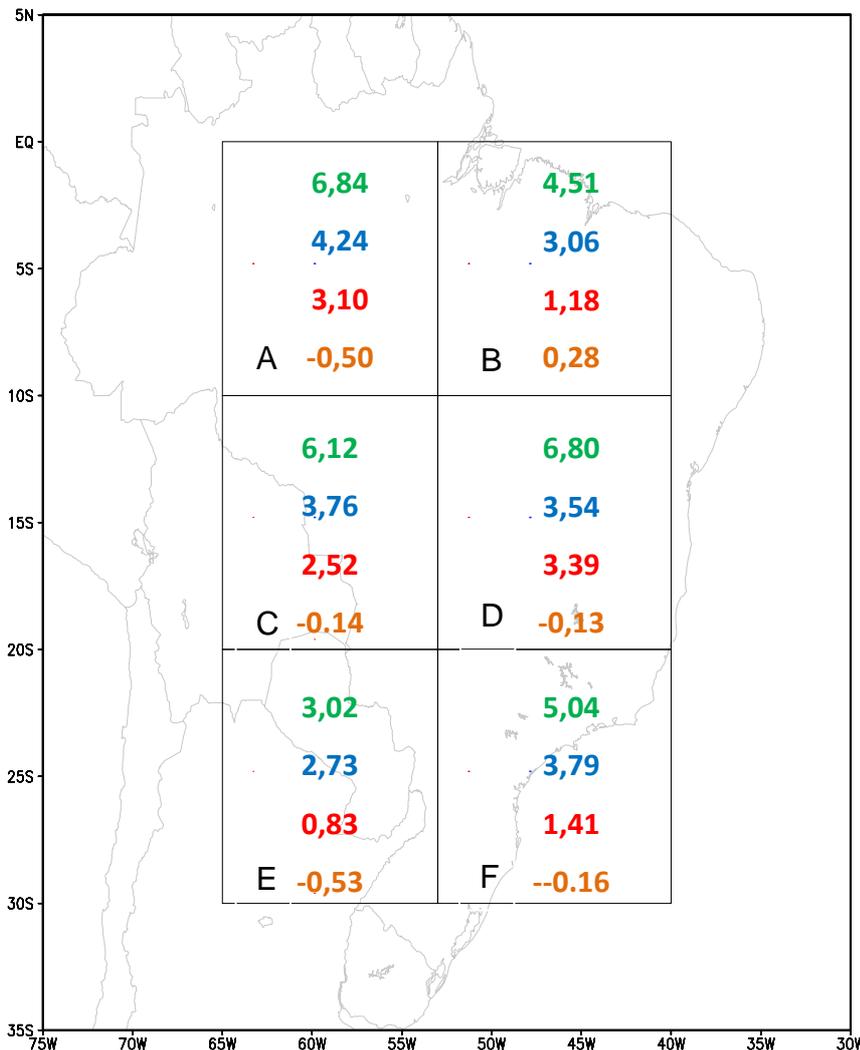


Figura 4.21 (a) – Balanço médio de umidade durante a estação chuvosa (mm/dia) simulado pelo Eta de 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja).

A figura 4.21 (b) apresenta o balanço de umidade simulado pelo modelo Eta nas estações chuvosas entre 1961-1990, porém calculados apenas durante os casos de ZCAS sobre a Região NE do Brasil. Notam-se os altos valores de precipitação de 12,60 mm/dia no quadrado D. Lembrando que este quadrado se inicia na parte centro-sul da Região NE do Brasil e engloba o sul do NE e a metade da Região SE. Os valores de precipitação são também altos nas áreas A, D e C e com forte convergência. Parte da área B está muito próxima da

região analisada e, devido a isto, ocorre precipitação expressiva, porém não ocorre tão forte convergência. A região C apresenta o menor valor de taxa de não balanço com -0,08 mm/dia. As áreas E e F apresentam os menores valores de precipitação, como era esperado, apresentando no quadrado F divergência de umidade. Esta divergência de umidade possibilita períodos de sol com maior evaporação sendo a umidade transportada para outras regiões. A região E apresenta a menor precipitação e o maior termo de P-C-E. Desta forma estes números ficaram bem próximos, este significa quase 50% da precipitação.

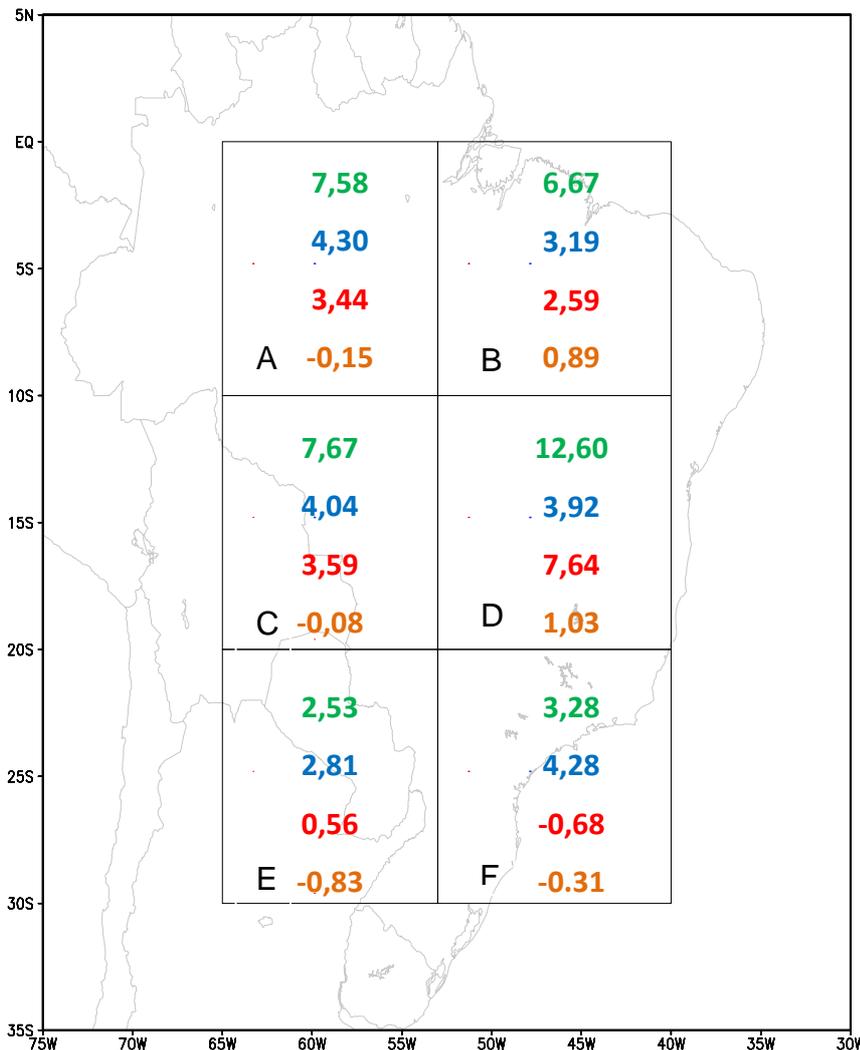


Figura 4.21 (b) – Balanço médio de umidade durante casos de ZCAS no sul da Região NE (mm/dia) simulado pelo Eta entre 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja).

A figura 4.21 (c) apresenta o balanço de umidade simulado pelo modelo Eta nas estações chuvosas entre 1961-1990, porém calculados apenas durante os casos de ZCAS sobre a Região SE do Brasil. Similar a figura 4.21 (b), esta configuração tem uma forte convergência similar a A, C e D, apresentando também índices de precipitação também similares, exceto na área D com 10,2 mm/dia. Este valor é menor que o da figura anterior devido à Região SE estar dividida quase pela metade pelos quadrados D e F. Da mesma forma, o

aumento da precipitação no quadrado F foi devido à uma pequena parte dele estar sobre a Região SE. Desta forma pode ser explicado o sensível aumento da precipitação. Porém, o quadrado A continua apresentando as menores taxa de não balanço com  $-0,14$  mm/dia. Deve-se ressaltar a similaridade do balanço de umidade no quadrado A nos dois casos de ZCAS (b) e (c). Apenas as áreas A e F mostram os valores do termo de não balanço próximos de zero e, desta forma, estão próximas dos menores valores de todo o período analisado. Os termos do balanço em A estão próximos aos de Marengo (2005) para a Amazônia, porém mais amplificados devido à análise desta tese ser focada durante a estação chuvosa e durante os casos de ZCAS apenas.

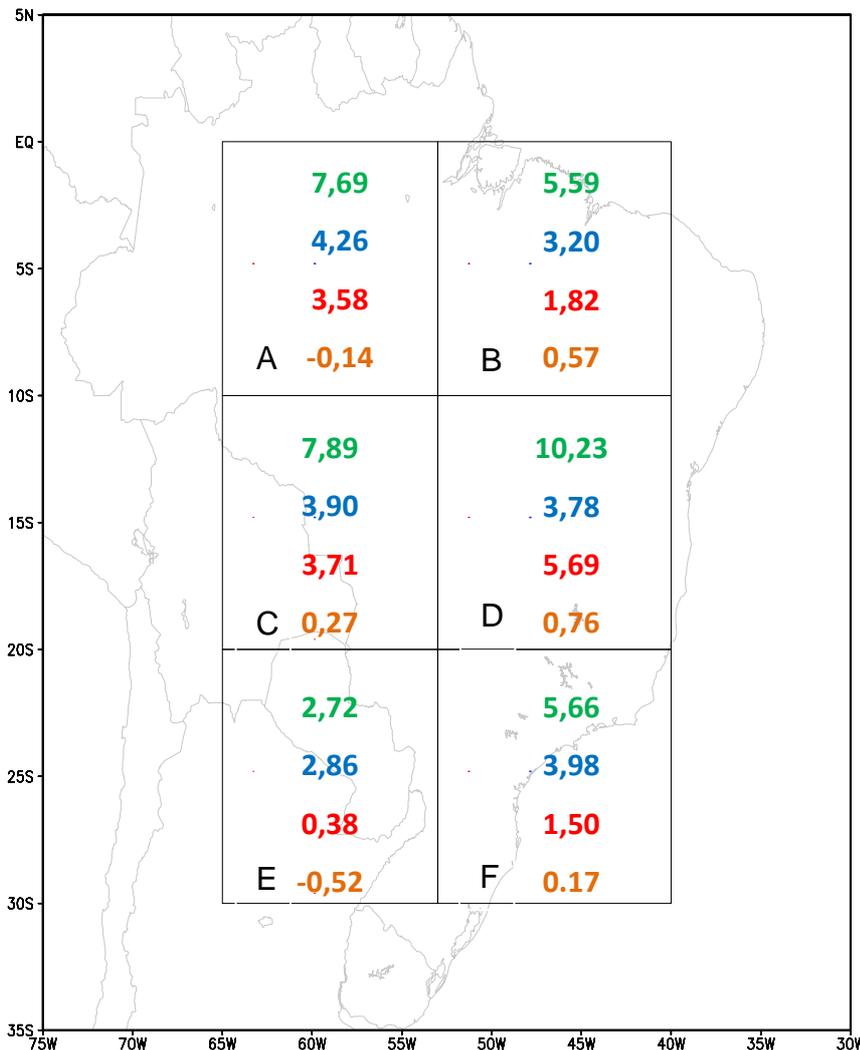


Figura 4.21 (c) – Balanço de umidade durante casos de ZCAS na Região SE (mm/dia) simulado pelo Eta entre 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja).

A figura 4.21 (d) apresenta o balanço de umidade simulado pelo modelo Eta nas estações chuvosas entre 1961-1990, porém calculados apenas durante os casos de ZCAS sobre o norte da Região S do Brasil. As áreas A, B, C e F possuem os maiores valores de precipitação, evaporação e convergência. A região F apresenta o maior valor de precipitação e convergência, de todas as Regiões de ZCAS analisadas. O aumento da precipitação que ocorre em E é de quase 75% se comparado com todas as Regiões de ZCAS analisadas e

com todo o período da estação chuvosa. A área D apresenta o menor valor de precipitação do período analisado, devido à área de subsidência na frente da ZCAS, estar geralmente seca e sem precipitação.

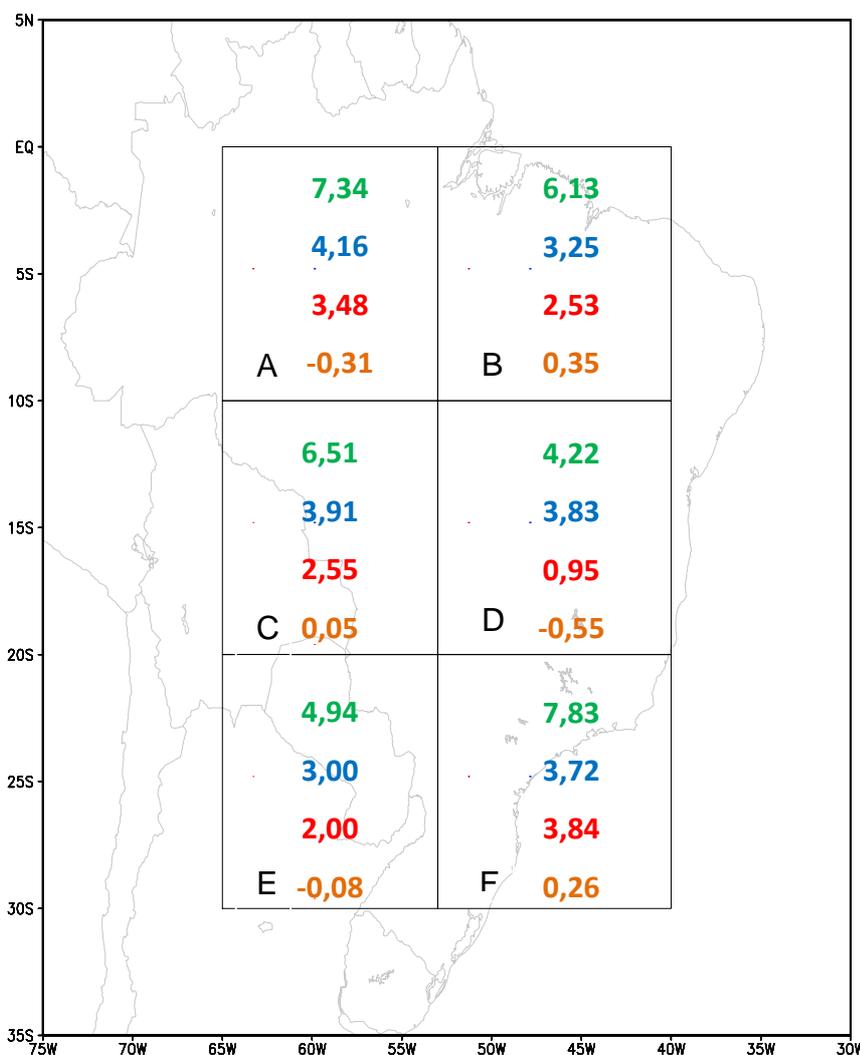


Figura 4.21 (d) – Balanço de umidade durante casos de ZCAS no norte da Região S (mm/dia) simulado pelo Eta de 1961-1990. Precipitação (verde), Evaporação (azul), Convergência (vermelho), P-E-C (laranja).

O balanço de umidade apresenta características de forte precipitação durante o período de ZCAS. A área A se mostra praticamente idêntica durante os casos de ZCAS com relação a precipitação, evaporação e convergência, mostrando assim, ser uma área de precipitações constantes. Os valores de precipitação e

evaporação, sobre a Região Amazônica estão um pouco acima dos valores conseguidos por Marengo (2005). Isto é devido à análise desta tese englobar apenas as estações chuvosas e os casos de ZCAS. Com relação aos valores de convergência de umidade eles estão próximos aos encontrados por Marengo (2005) em casos de La Nina sobre a Amazônia.

Deve-se ressaltar que o Eta tem um viés negativo nas precipitações do AM e CO e positivas sobre S e SE, na estação chuvosa. Sendo assim, as precipitações sobre a região SE podem estar superestimadas de 1 a 2 mm/dia e as precipitações sobre Amazônia subestimadas em cerca de -1 a -2 mm/dia. Isto significa que estes valores encontrados aqui, devem possuir menores diferenças durante a estação chuvosa e durante os casos de ZCAS.

#### **4.2.6– Análise de chuvas intensa em casos de ZCAS**

Durante os casos de ZCAS simuladas pelo modelo Eta, sobre a área D, a maior parte dos pontos de grade mostra precipitação até 50 a 60 mm/dia. Porém, em um número pequeno de casos, foi constatado chuvas acima de 90 mm/dia, principalmente durante o início da ZCAS. Durante os casos de NZCAS as precipitações ficam em média por volta de 20 a 30 mm/dia.

O objetivo desta seção é estudar o número de casos de chuvas acima de 90 mm/dia durante casos de ZCAS. Uma análise com os valores dos pontos de grade do campo de precipitação, durante casos de ZCAS, constatou 285 valores de precipitação entre 90 e 140 mm/dia. Os casos identificados estão na tabela 4.4 e, a mesma, está dividida por classes. Destes casos a maior parte ficou entre 90-99 mm/dia de precipitação, com 143 casos. De 100-109, o número também foi grande com 100 casos.

Tabela 4.4 – Faixa de precipitação (mm/dia) e número de ocorrências de valores extremos de precipitação sobre a área D em cenários atuais

Faixa de precipitação (mm/dia)	Número de ocorrências
90-99	143
100-109	100
110-119	42
120-129	18
130-139	11
140-149	6

#### **4.3 – Sistema de Monção da América do Sul em cenários futuros 2071-2099 e as diferenças com relação aos cenários atuais**

A partir dos resultados da projeção do modelo Eta, utilizando o cenário A1B, entre 2070-2099, é realizada uma análise do SMAS. A maior parte dos resultados apresentados ou analisados nesta seção é feita baseando-se nos campos de anomalias dos cenários futuros, com relação a 1961-1990 calculadas na seção 4.2. Primeiramente, são analisados os campos de precipitação e TPS para uma avaliação dos padrões de aquecimento e de distribuição espacial de precipitação em cenários futuros.

##### **4.3.1 – Anomalia de precipitação e temperatura sazonal 2070-2099 com relação a 1961-1990**

As figuras 4.22 (a) e (b) exibem as anomalias dos campos médios sazonais DJF, MAM, JJA, SON de precipitação (mm/dia) e TPS (°C), simulados pelo modelo Eta entre os anos de 2070-2099.

Em DJF a anomalia de precipitação é negativa sobre o centro-norte do Brasil, o norte da Região SE e o sul da NE com anomalias negativas de -1 a -4 mm/dia. Estas anomalias negativas do Eta esboçam uma configuração, climatologicamente, muito similar à configuração espacial das ZCAS durante o verão, principalmente sobre a Região SE. Nota-se também que as anomalias negativas de 1 até -6 mm/dia, sobre o 5°N são similares à configuração espacial da ZCIT. Devido ao enfraquecimento das ZCAS, o fluxo de NW do lado leste dos Andes segue ao longo dele, até latitudes mais altas (Soares, 2008) e isto é confirmado nas anomalias positivas de precipitação de 1 a 2 mm/dia sobre a Região Sul do Brasil. Desta forma, pode estar ocorrendo uma possível diminuição de sistemas climáticos importantes da estação chuvosa como ZCAS e ZCIT. Já na Região Sul o JBN ou um possível aumento de ZCAS, pode estar favorecendo as precipitações acima do normal.

Durante MAM a configuração espacial continua mostrando anomalias positivas de até -2 mm/dia sobre o norte e centro do NE climatologicamente similares a configuração espacial da ZCIT próximo de -5°S. Mais uma vez, a presença do fluxo de NW ao longo dos Andes acompanhada do maior volume de umidade da atmosfera colabora com o aumento de 2 a 3 mm/dia na precipitação sobre a Região S do Brasil. Esta precipitação é a mais intensa de todos os trimestres analisados. Nota-se a presença da ZCIT perto de 3°N, deslocada para norte da sua posição climatológica para o trimestre.

Em JJA não ocorrem grandes modificações de precipitação, porém há anomalias negativas de precipitação sobre o extremo norte do Brasil. O núcleo de anomalias positivas sobre o Atlântico Equatorial próximo de 7°N indica um deslocamento da ZCIT ao norte de sua posição climatológica para este trimestre. Sobre o continente, em JJA não ocorrem muitas modificações nas anomalias, devido à manutenção de baixos valores de umidade próximos dos valores atuais.

No retorno da estação chuvosa em SON, a precipitação apresenta características similares às de DJF com anomalias negativas entre -1 a -2 mm

e seu padrão espacial é similar a posição climatológica de uma ZCAS, porém muito fraca. As precipitações mais intensas retornam a Região S, com anomalias de 1 a 2 mm/dia, apenas sobre o litoral. A ZCIT também possui anomalias que chegam até -4mm/dia sobre o Atlântico próximo de 5°N.

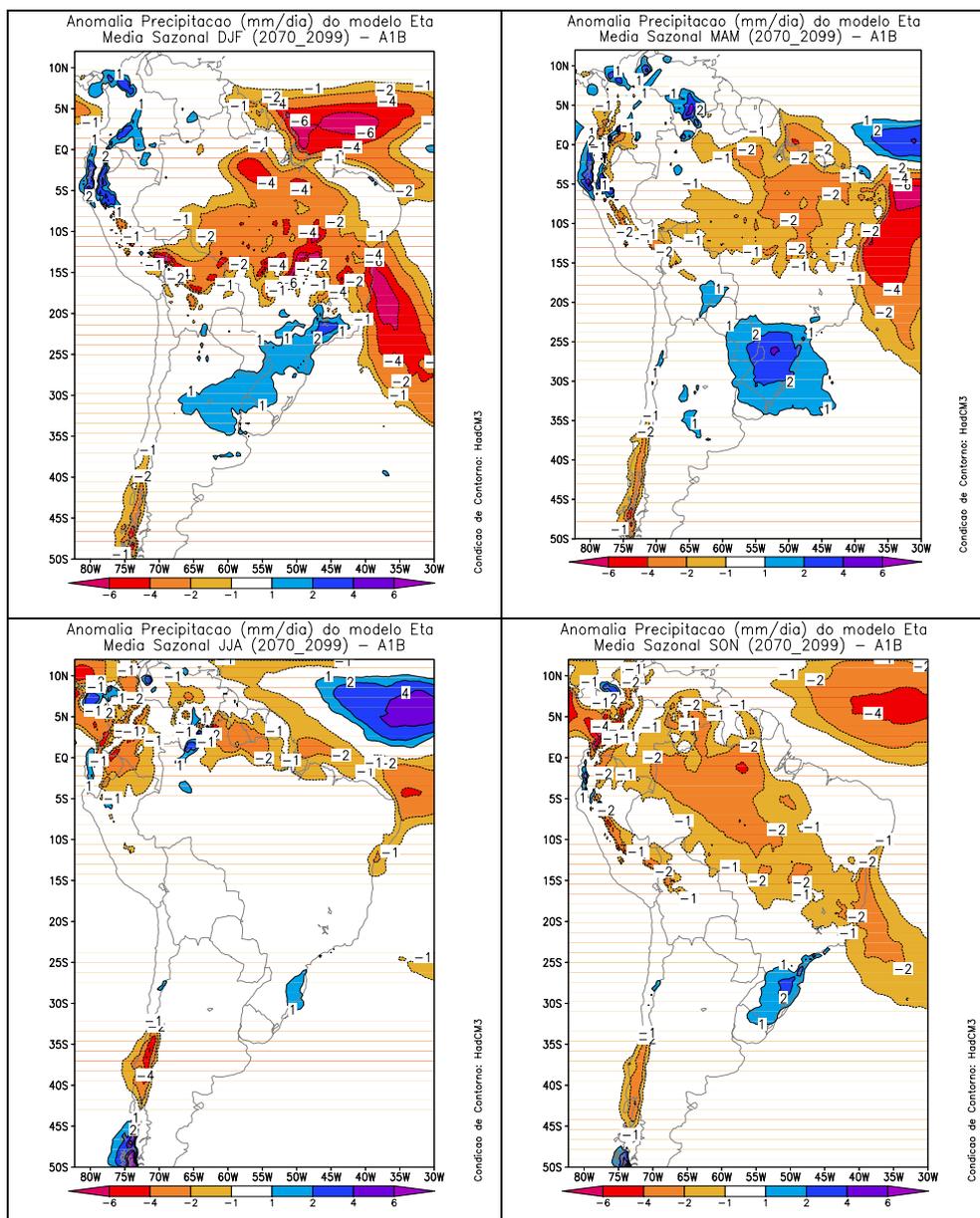


Figura 4.22 (a) – Simulação de anomalia sazonal de precipitação (mm/dia) do modelo Eta entre 2070-2099, com relação aos anos de 1961-1990

A figura 4.22 (b) apresenta as anomalias sazonais da TPS, projetadas pelo modelo Eta e notam-se anomalias positivas sobre todas as regiões. As TPS

menos intensas estão sobre o Atlântico e próximas ao sul do Brasil, com valores de 2°C a 3°C. Há anomalias de 3 a 4°C, nas regiões centro-sul e centro-norte do Brasil. Sobre a região centro-norte há um núcleo pequeno de anomalia atingindo 6°C. Durante SON ocorre o trimestre com TPS mais intensas, atingindo acima de 4°C em, praticamente, quase toda região centro-sul do Brasil.

Está ocorrendo um aumento da pressão de vapor de saturação em cenários futuros devido ao aumento da temperatura. Entretanto, este aumento não está sendo refletido no aumento da precipitação sazonal em todo o Brasil, mas apenas na Região S. As maiores anomalias positivas de precipitação ocorrem em DJF e as menores em JJA. Possivelmente, pode estar ocorrendo uma diminuição na formação dos casos de ZCAS ou elas podem estar menos intensas.

Estas anomalias negativas projetadas nos cenários futuros representam uma diminuição de até 50% nas precipitações sobre a Região centro-norte do Brasil. Da mesma forma, quando comparadas aos cenários atuais, sobre a Região Sul, as anomalias positivas representam aumentos de quase 50% nas precipitações.

Esta configuração sazonal projetada pelo Eta em cenários futuros bem correlacionada com a sazonalidade apresentada pelo HadCM3. Este padrão climático do modelo HadCM3, pelo menos parcialmente, pode estar associado a formação El Niños. Desta forma, a corrente subsidente da Célula de Walker permanece sobre o leste e norte da Região N e norte da Região NE do Brasil. Além disso, durante a configuração de El Niño, espera-se aumento da precipitação na Região Sul do Brasil, configuração esta também apresentada aqui. Segundo Grimm e Natori (2006), usando ECHAM5-OM, o impacto de El Niño no Sul do Brasil ficaria mais fraco. Portanto, pode ser que haja outro mecanismo de aumento das chuvas lá.

O HadCM3 apresenta durante um longo período de anos, anomalias positivas de TSM sobre a região centro-sul do Atlântico Norte e anomalias negativas no Atlântico Sul. Este padrão é chamado de dipolo positivo do Atlântico e colabora para que a ZCIT fique semi-estacionária por um mais longo período sobre o HN.

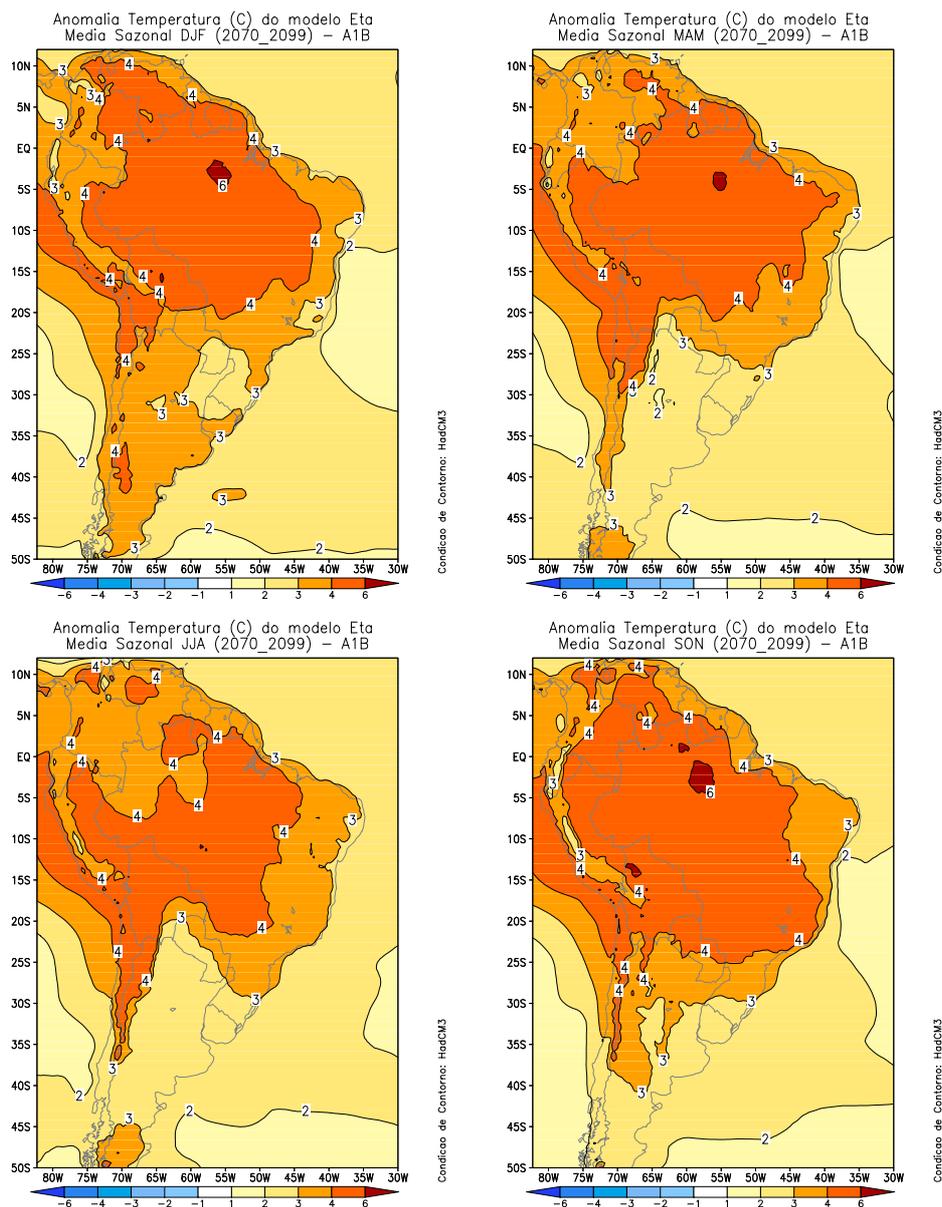


Figura 4.22 (b) – Idem a figura 4.22 (a), mas refere-se a temperatura à superfície (°C)

### 4.3.2 – Início e Final da Estação Chuvosa

Utilizando os mesmos métodos aplicados aos cenários atuais são calculadas as datas iniciais e finais da estação chuvosa. A tabela 4.5 abaixo apresenta as datas iniciais e finais e o período (em pântadas) das estações chuvosas entre 2070-2099. O período médio da estação chuvosa calculada tem 33 pântadas e, este período está abaixo do período calculado entre 1961-1990 que foi 36 de pântadas. O período mais longo da estação chuvosa tem 46 pântadas e o mais curto 26, contra 45 e 28 dos cenários atuais, respectivamente. A estação chuvosa iniciada mais cedo começa em 03 de setembro de 2080 e a finalizada mais tarde termina em 08 de maio de 2071. As datas iniciais e finais médias da estação chuvosa são de 18 de outubro a 28 de março. Desta forma, as estações chuvosas simuladas nos cenários futuros estão duas semanas, em média, mais curtas. Com relação à VI da estação chuvosa, nota-se um DP de 5,22 pântadas. Quando comparado aos cenários atuais, com 4,22 pântadas, isto mostra característica já esperada em cenários futuros, ou seja, o aumento na VI. Aqui será mantida a mesma data da estação chuvosa dos cenários atuais. Além disso, o cálculo do teste-t de student utilizando o período médio de pântadas das estações chuvosas sobre os dois conjuntos de 30 anos, dos cenários futuros e da integração de controle, mostra uma significância do nível de confiança maior que 95%.

Tabela 4.5 – Ano, Pêntadas, Início e Final de Cada Estação Chuvosa entre 2070-2099.

Ano	Pêntadas	Inicial	Final
2070-71	28	13 Nov	28 Mar
2071-72	38	03 Nov	08 Mai
2072-73	32	18 Out	23 Mar
2073-74	35	08 Out	28 Mar
2074-75	30	08 Out	03 Mar
2075-76	30	18 Out	13 Mar
2076-77	31	08 Out	08 Mar
2077-78	33	23 Out	03 Abr
2078-79	30	03 Nov	28 Mar
2079-80	31	18 Nov	18 Abr
2080-81	46	03 Set	18 Abr
2081-82	27	18 Nov	28 Mar
2082-83	34	13 Out	28 Mar
2083-84	43	18 Set	20 Abr
2084-85	36	18 Out	13 Abr
2085-86	35	28 Out	18 Abr
2086-87	41	18 Out	08 Abr
2087-88	29	13 Out	08 Mar
2088-89	32	08 Nov	13 Abr
2089-90	29	03 Nov	23 Mar
2090-91	33	13 Out	23 Mar
2091-92	28	08 Nov	23 Mar
2092-93	41	13 Set	03 Abr
2093-94	33	18 Out	28 Mar
2094-95	26	08 Nov	13 Mar
2095-96	28	28 Out	13 Mar
2096-97	27	08 Nov	18 Mar
2097-98	30	08 Dez	03 Mai
2098-99	40	28 Set	13 Abr
Media 70-99	33	18 Out	28 Mar

As anomalias negativas de precipitação mostradas na figura (4.22-a) podem, em parte, estar contribuindo para a diminuição da estação chuvosa, em duas semanas.

### 4.3.3- Zona de Convergência do Atlântico Sul

A partir da mesma metodologia aplicada na integração de controle, foi usado o mesmo algoritmo automático para localizar casos de ZCAS em cenários futuros. Assim, a figura 4.23 exibe o número de casos de ZCAS durante os cenários futuros (vermelho) e o período atual (azul). Nos cenários futuros foram encontrados 123 casos (74%), 17 casos (10%) e 26 casos (16%) para as Regiões SE, Região S e Região NE, respectivamente. Comparando-se estes com os cenários atuais, nota-se uma diminuição na formação de ZCAS sobre as Regiões SE e NE, enquanto ocorre o contrário na Região S. Estas variações no número de ZCAS estão de acordo com relação às anomalias negativas de precipitação (figura 4.22-a) sobre quase toda a Região NE, norte e centro da SE. O aumento no número de casos de ZCAS encontrada está de acordo com as regiões que apresentam anomalias positivas, como é o caso de praticamente toda a Região Sul do Brasil. A maior porcentagem de diminuição de ZCAS está na região NE com queda de 62%. Logo depois, na Região SE acontece uma queda de 29% e, finalmente, a Região S exibe aumento de 41%.

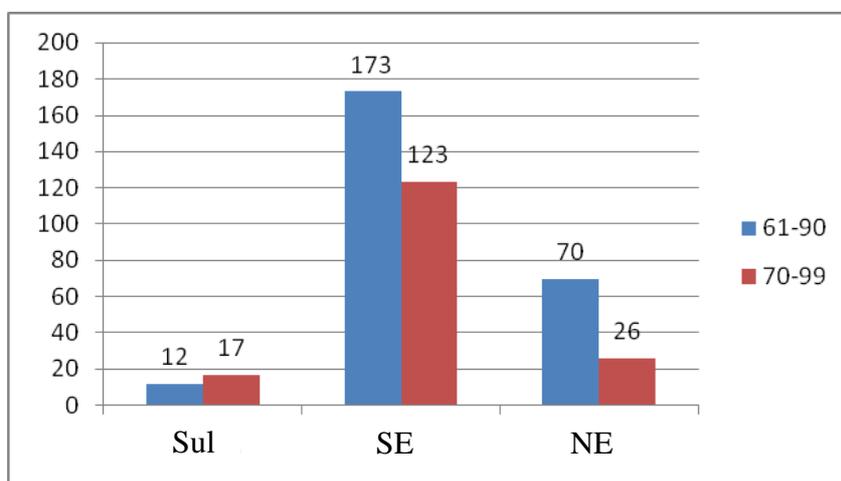


Figura 4.23 - Comparação do número de ZCAS projetado pelo Eta nos cenários futuros (vermelho) e o simulado nos períodos atuais (azul)

Outro fator climatologicamente importante é o número médio de dias com a presença da ZCAS, durante a estação chuvosa, nos cenários futuros. A Figura 4.24 apresenta uma comparação do número de dias com a presença das

ZCAS simulado para o período atual (azul) e projetado nos cenários futuros (vermelho). Desta forma, as ZCAS nos cenários futuros apresentam um período médio de 6,4 dias, 5,3 dias e 8,3 dias sobre as Regiões SE, Sul e NE, respectivamente. Comparando-se estes resultados com os cenários atuais, ocorre diminuição sobre as Regiões analisadas, exceto sobre a NE. Há uma diminuição de quase 25% no período de duração da ZCAS nas Regiões S e SE, enquanto na NE ocorre um aumento de até 15%.

A Figura 4.24 exibe também uma comparação dos valores de DP projetados nos cenários futuros (vermelho) com relação ao DP simulado no período atual (azul), já calculados na seção 4.2. Os valores de DP nos cenários futuros são 3,4, 5,1 e 4,2 dias sobre as Regiões SE, Sul e NE, respectivamente. Comparando-se com os valores dos cenários atuais na figura, nota-se maior DP nos cenários futuros em todas as regiões analisadas. Isto mostra um padrão já esperado que é o aumento da VI.

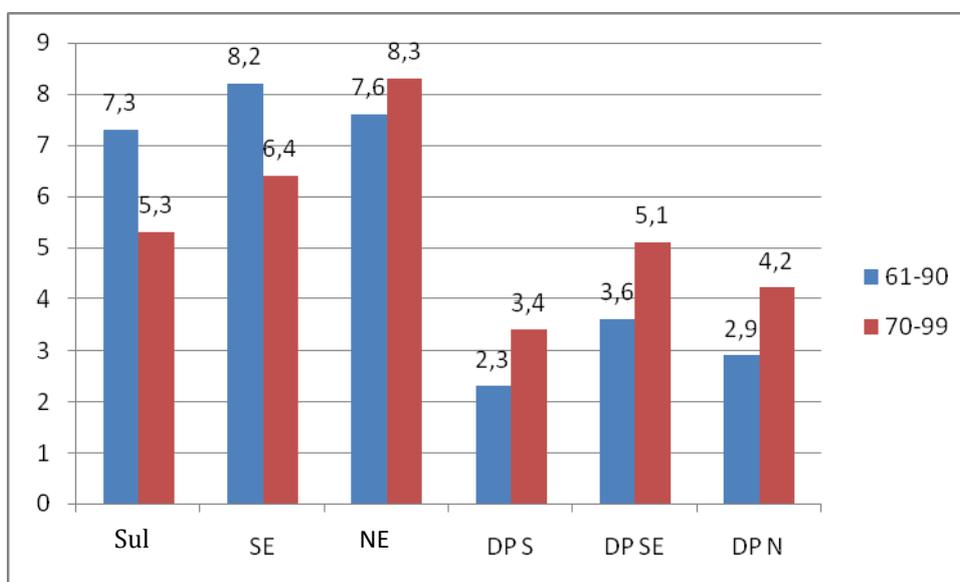
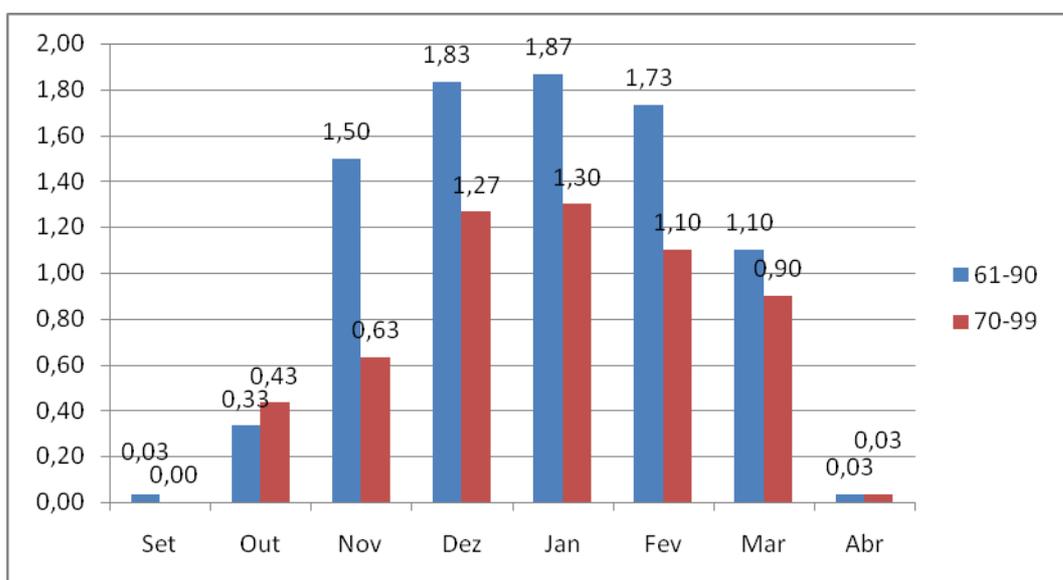


Figura 4.24 - Comparação do número médio de dias com a presença ZCAS e seu respectivo desvio padrão (dias), projetado pelo Eta para os cenários futuros (vermelho) e simulado para períodos atuais (azul)

Com o objetivo de uma análise da variabilidade mensal das ZCAS em projeções de cenários futuros, a figura 4.25 abaixo apresenta uma comparação

mensal do número de ZCAS entre 2070-2099 e os simulados para o período atual. O trimestre de DJF apresenta os maiores números de casos de ZCAS de todo o período da estação chuvosa sobre a AS. Os meses com as maiores diferenças no número de ZCAS entre o período atual e os cenários futuros são novembro e fevereiro com quase 50% a menos de ZCAS. Durante o quadrimestre com a maior frequência de ZCAS nos cenários futuros, há uma média de 1,3 ZCAS por mês, sendo este cerca de 30% menor que durante 1961-1990.



Figur

a 4.25 – Comparação do número de ZCAS/mês projetados nos cenários futuros (vermelho) e os simulados para os períodos atuais (azul) pelo do modelo Eta

Conclui-se que há uma diminuição da presença das ZCAS na maior parte da região centro-sul do Brasil, principalmente sobre as Regiões NE e SE, com diminuição de 63% e 29%, respectivamente. Nota-se, também, uma diminuição de 25% do período médio (em dias) da presença das ZCAS sobre as Regiões S e SE. A diminuição das ZCAS encontrada aqui está de acordo com as anomalias sazonais de precipitação (figura-4.22-a).

#### **4.3.4– Compostos de casos de ZCAS e NZCAS em cenários futuros**

Serão apresentados os campos compostos de precipitação, fluxo de umidade específica, ROL, TPS e escoamento em médios e altos níveis durante casos de ZCAS e NZCAS nas projeções futuras e quais as diferenças destes com estes padrões nos cenários atuais.

A Figura 4.26 mostra os campos compostos de precipitação (acima) e fluxo de umidade específica (abaixo), integrado na vertical entre a superfície e 500 hPa, durante os períodos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) projetados nos cenários futuros comparados aos campos compostos simulados para os períodos atuais. As anomalias de precipitação durante a ZCAS, projetados pelo modelo Eta, mostram anomalias negativas de até -7 mm/dia na precipitação, sobre o sul e leste das Regiões NE, leste e centro da N e norte da CO. Esta diminuição pode estar parcialmente associada à diminuição de até 63% do número de ZCAS. Entretanto, sobre o centro e sul da Região SE, leste e sul da CO são projetadas anomalias positivas de precipitação de 1 a 3 mm/dia. Desta forma, mesmo tendo cerca de 25% a menos de casos de ZCAS a precipitação da Região SE apresenta cerca de 20% de aumento. O número menor de ZCAS está sendo compensado por uma maior taxa de precipitação durante cada ZCAS. Nota-se, também, uma diminuição de -2 a -5 mm/dia da precipitação associada as ZCIT, principalmente sobre o Atlântico Equatorial. No campo de NZCAS se observa menores anomalias negativas do que durante o período de ZCAS, com precipitações entre -1 a -2 mm/dia, abrangendo a mesma área porém atingem o norte e centro da Região SE. Devido ao maior fluxo de umidade chegando a Região S, através do escoamento de NW do lado leste dos Andes, durante o período de NZCAS nota-se maior precipitação com anomalias positivas de 1 mm/dia.

Mesmo com um maior fluxo de umidade na atmosfera, as estações chuvosas não refletiram o esperado, ficando apenas o aumento de precipitação sobre a Região SE durante a ZCAS e a Região S na NZCAS durante a estação chuvosa. Como tinha sido comentado na figura 4.22, a formação de El Ninos e

o dipolo positivo do Atlântico podem ter contribuído, parcialmente, para as anomalias negativas de precipitação da Região N, NE e norte e centro da CO.

Ainda na figura 4.26, o campo de diferença do fluxo de umidade específica integrado na vertical, mostra características similares ao campo de anomalia de precipitação durante a ZCAS, tais como a anômala diminuição do fluxo de umidade sobre o sul e leste da Região Nordeste e norte da Centro-Oeste. Esta diferença negativa do fluxo de umidade estende-se desde o Atlântico até o Estado do Acre, local onde está mais intenso com  $-40 \text{ kg/ms}$ . Com esta figura pode-se confirmar a ocorrência de maior fluxo de umidade na atmosfera em cenários futuros.

Há dois núcleos com anomalias positivas mais intensas, um associado à presença dos alísios mais fortes (mesmo com o viés positivo) sobre o norte do N e NE. O outro está associado à formação das ZCAS mais ao sul da posição nos cenários atuais. Outro ponto importante a ser observado está na posição do fluxo de umidade associado a região mais intensa do JBNs. Eles estão situados mais a sul, tanto na ZCAS quanto na NZCAS, entretanto, durante as NZCAS o fluxo associado ao JBN está mais intenso que nos cenários atuais, e atinge todo o sul do Brasil. Soares (2008) encontrou resultados semelhantes para o fluxo de umidade em baixos níveis.

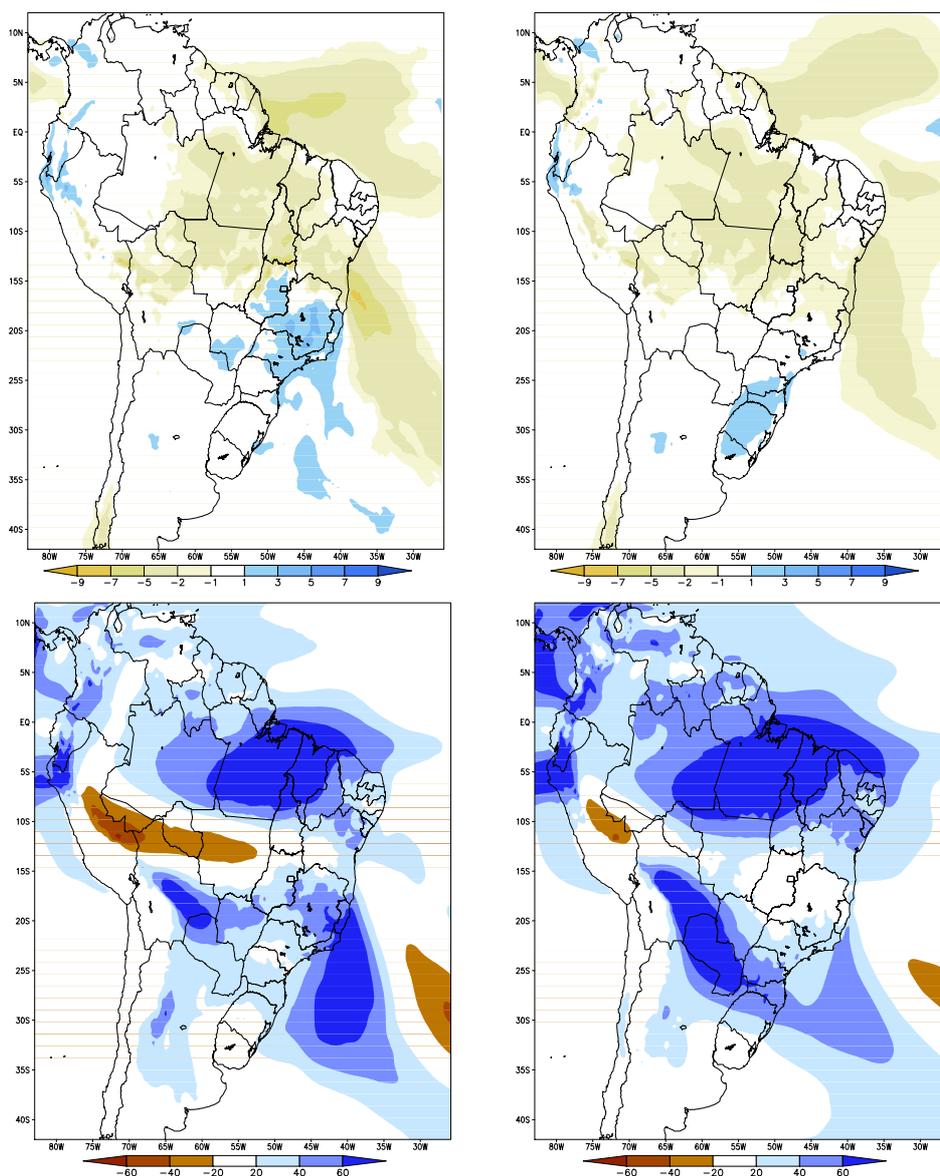


Figura 4.26 – Diferença dos campos compostos de precipitação em mm/dia (acima) e divergência do fluxo de umidade específica integrado da superfície até 850 hPa em kg/ms (abaixo) projetados pelo Eta para cenários futuros com relação aos campos compostos simulados para cenários atuais durante casos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) .

A figura 4.27 apresenta as diferenças relacionadas apenas aos cenários futuros. Ela apresenta o campo diferença entre os campos de ZCAS-NZCAS para os campos de precipitação (mm/dia), divergência do fluxo de umidade integrado na vertical entre a superfície e 500 hPa (Kg/s), ROL ( $W/m^2$ ) e TPS

(°C). No campo de diferença ZCAS-NZCAS a precipitação está um pouco maior sobre o norte e centro das Regiões SE e CO e sul-leste das Regiões N e sul-oeste da NE. Esta diferença de precipitação chega até a 9 mm/dia, fato este não ocorrido nos cenários atuais. Entretanto, a Região S do Brasil encontra-se com anomalia negativa de precipitação chegando até -2 mm/dia durante o período das ZCAS. A região de chuvas mais intensas encontra-se mais ao sul do que nos cenários atuais. Outro fato é o aumento do escoamento do fluxo sobre as ZCAS em cenários futuros. O desvio do fluxo de umidade pela ZCAS possibilita menos transporte de umidade para a Região S do Brasil do que nos cenários atuais. Com relação às diferenças ZCAS-NZCAS no campo de ROL, nota-se também uma pequena diminuição das áreas com anomalias negativas de ROL, ou seja, são as regiões onde ocorre um aumento de nebulosidade devido à presença das ZCAS. O gradiente de temperatura desde o valor mais baixo de anomalia de temperatura, na Região centro-sul do Brasil, até a região de mais alto valor de anomalia de temperatura na região central da Argentina, apresenta uma diferença de quase 2°C com relação aos cenários atuais.

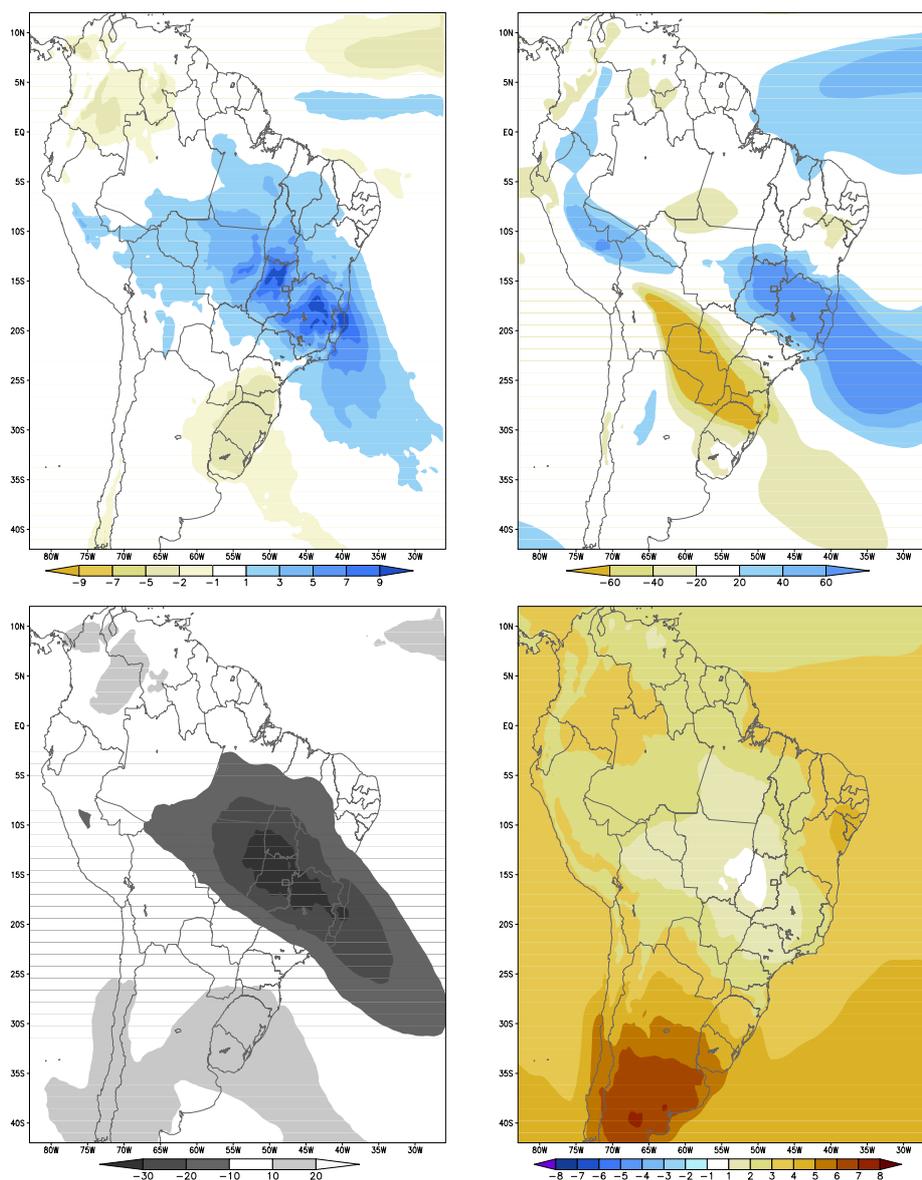


Figura 4.27– Diferença entre as compostos de ZCAS e NZCAS simulados em cenários futuros para os campos de precipitação (mm/dia), fluxo de umidade integrado entre a superfície e 850 hPa (Kg/ms), campo de radiação de onda longa ( $W/m^2$ ) e TPS ( $^{\circ}C$ )

Para uma análise do escoamento dos ventos em baixos, médios e altos níveis, a figura 4.28 apresenta o escoamento em 850 hPa (acima), 500 hPa (centro) e 250 hPa (abaixo) para os cenários de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) em cenários futuros.

Com relação aos baixos níveis, nos cenários futuros, a figura 4.28 abaixo, mostra um leve desvio do vento de norte para sudoeste sobre o sul da

Região Norte do Brasil. Este mesmo desvio dos ventos foi maior durante os períodos de ZCAS dos cenários atuais. Com relação ao escoamento dos alísios durante o período ZCAS e NZCAS ocorre o mesmo padrão espacial mostrado nos cenários atuais, ou seja, levemente mais intenso durante o período das ZCAS. Com relação aos cenários futuros, os alísios estão levemente mais intensos nos cenários atuais sobre o Atlântico Equatorial. Porém próximo da costa norte do Brasil os alísios ficam um pouco mais intensos. Nos cenários atuais, durante o período da ZCAS o jato de baixos níveis fica mais intenso do que o período NZCAS. Entretanto, nos cenários futuros este padrão está invertido, além disso, nos cenários futuros o jato durante a NZCAS está mais intenso do que o jato da NZCAS nos cenários atuais.

Em 500 hPa há um cavado mais fraco, do que nos cenários atuais, sobre a região centro-sul da AS. No restante do escoamento da área analisada ocorrem muitos padrões de intensidade e do escoamento semelhantes aos dos cenários atuais.

Finalmente, em altos níveis praticamente não ocorre a formação da AB, tanto nas ZCAS quanto na NZCAS. Fica evidente que isto é consequência da diminuição da precipitação convectiva, no centro-norte do Brasil. A AB não aparece do campo médio, porém ela pode predominar durante um pequeno número de dias no mês. Durante as NZCAS, praticamente não ocorre nem a formação do cavado do Nordeste. Nota-se aqui, praticamente o mesmo padrão observado do jato subtropical que fica mais intenso durante o período da NZCAS. Tanto na ZCAS quanto na NZCAS, o jato subtropical em altos níveis apresenta-se similar aos cenários atuais.

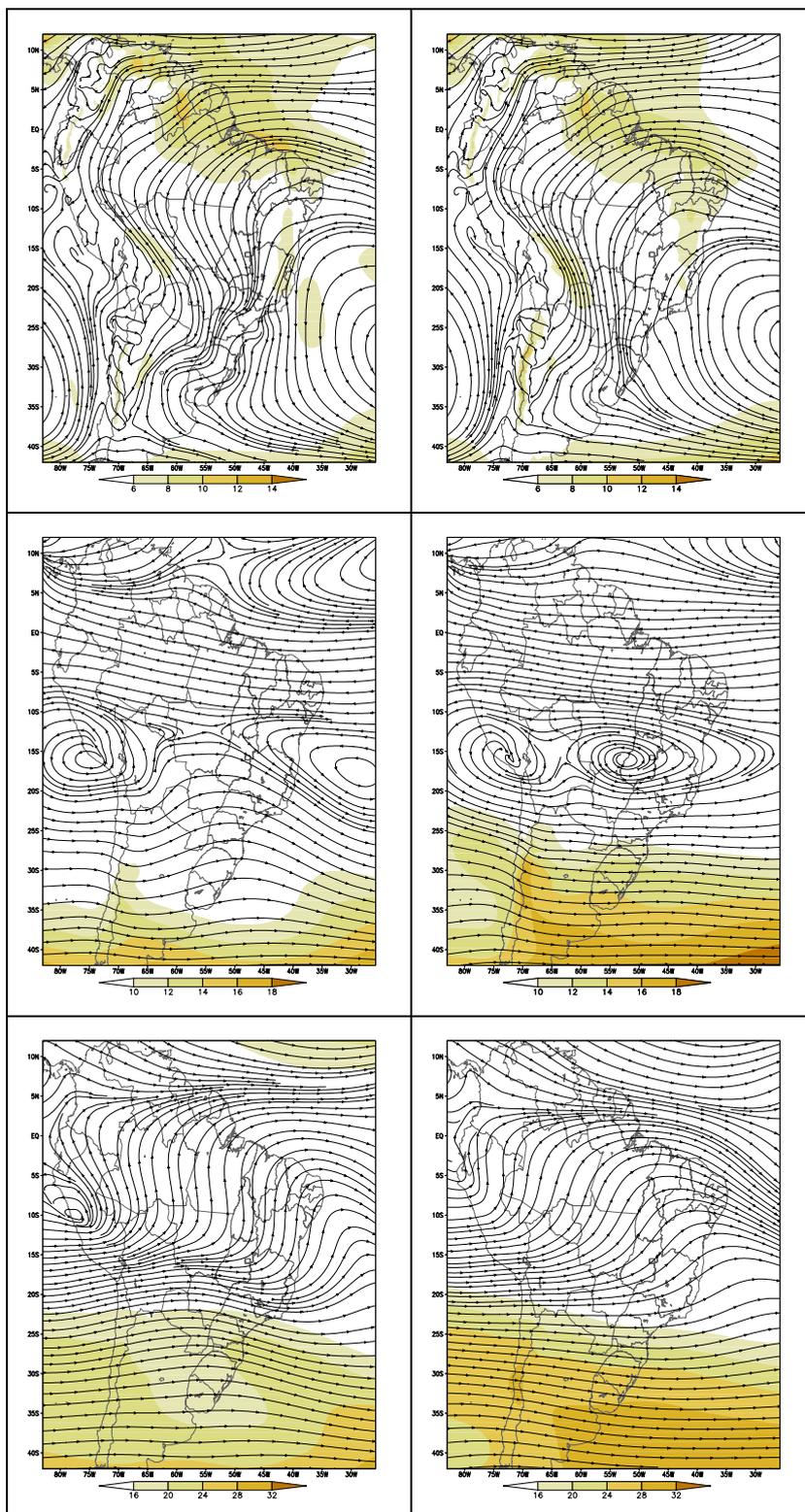


Figura 4.27 – Fluxo médio de ventos (m/s) em 850 hPa, 500 hPa e 250 hPa durante os casos de ZCAS (esquerda) e NZCAS (direita) simulados pelo modelo Eta de setembro a abril (estação chuvosa) dos anos de 2070-2099

Conclui-se então que, o padrão climático encontrado nos campos compostos dos cenários futuros não está muito similar ao padrão climático encontrado nos cenários atuais. Desta forma, as anomalias de precipitação são bem contrastantes indicando alta variabilidade espacial. Os fluxos aumentaram nos cenários futuros, porém como houve um déficit em toda região norte e central do Brasil e o contrário na Região Sul. Desta forma, ocorreu um maior equilíbrio na distribuição de umidade específica. Com relação às temperaturas predominou anomalias positivas de 2°C na Região Sul até 6°C na Região Norte. Os casos de ZCAS, nos cenários futuros, estão sendo identificados um pouco mais ao sul do que as ZCAS dos cenários atuais. Nos cenários futuros sobre o norte e centro da Região SE ocorrem núcleos de até 9 mm/dia, ou seja, de 1 a 2 mm/dia mais intenso que nos cenários atuais. Permanece o padrão de chuvas acima da média para a Região S do Brasil durante a NZCAS.

#### **4.3.5 – Fluxo de umidade nos casos de ZCAS em cenários futuros**

O objetivo neste capítulo é uma avaliação das modificações ocorridas na direção, magnitude e convergência do fluxo de umidade sobre a AS em cenários futuros. Para isto é utilizada a mesma metodologia do capítulo 4.2 anterior.

As figuras 4.29 (a), (b), (c) e (d) apresentam a convergência do fluxo de umidade integrado na camada entre superfície e 500 hPa ( $*10^8$  kg/s), em cor azul no centro, e o valor atravessando as laterais dos quadrados de A até F, em vermelho nas laterais. Nestas figuras, os valores vermelhos negativos são ventos chegando de leste ou de norte e os azuis negativos representam convergência. Os vetores em azul representam a magnitude e a direção do fluxo em cada lateral dos quadrados de A até F. As porcentagens das modificações climáticas ocorridas nos fluxos e na convergência dos fluxos, nos cenários futuros, estão representadas pelos números maiores em negrito de cor vermelha e azul, respectivamente.

Uma característica comum em todos os episódios da figura 4.29 continua sendo o grande valor do fluxo médio, chegando de norte sobre as Regiões Norte e Nordeste, com aproximadamente 9,6 kg/s. Esta magnitude já foi analisada no capítulo 4.1 e, trata-se de um erro sistemático positivo em parte produzido pelas CC.

No geral, os fluxos de leste-oeste, estão mais intensos nos gráficos apresentados na figura 4.29. Os fluxos meridionais de C para E e de D para F, na maioria das vezes, apresentam-se maiores que a média de outras laterais de outros quadrados. Na maioria das vezes, ocorre aumento do fluxo meridional saindo pela face sul de E e F com valores entre 72 a 375%. Com relação aos ventos zonais, como o fluxo de E para F, estes mostram grandes aumentos de 45 a 925%. A convergência do fluxo de umidade no quadrado D, em todas as quatro figuras, apresenta grande diminuição da convergência. O quadrado E apresenta em todos os casos um padrão de divergência, na maioria das vezes, mais intenso do que nos cenários atuais. A maioria do fluxo de umidade integrado se manteve quase inalterada com relação aos cenários atuais, apenas modificando a magnitude dos ventos. O aumento da intensidade do escoamento zonal, devido ao fluxo de NW ao longo do lado leste dos Andes, foi de 8 e 22% .

Agora é feita uma análise das características apresentadas por cada figura em particular. Na figura 4.28 (a) o padrão de circulação dos fluxos quase não está alterado com relação aos cenários atuais. Na maior parte das regiões, há mudanças na intensidade dos fluxos de umidade. Na maioria das paredes dos quadrados de A até F, há aumento do fluxo transportado pelas paredes. Entretanto, o mesmo não ocorre com a convergência. Nos cenários futuros, não ocorrem mais as grandes diferenças dos fluxos de umidade entre os casos de ZCAS e o fluxo de umidade durante toda a estação chuvosa saindo de A para C e de B para D. Desta forma, este fluxo se mantém intenso na maior parte dos casos analisados. No caso do escoamento entre os quadrados A e B até E e F, há um maior fluxo chegando até E e F, principalmente devido ao

aumento de 50% do escoamento entre E e F. Como não ocorre convergência de umidade, praticamente todo escoamento segue para leste e sul em F.

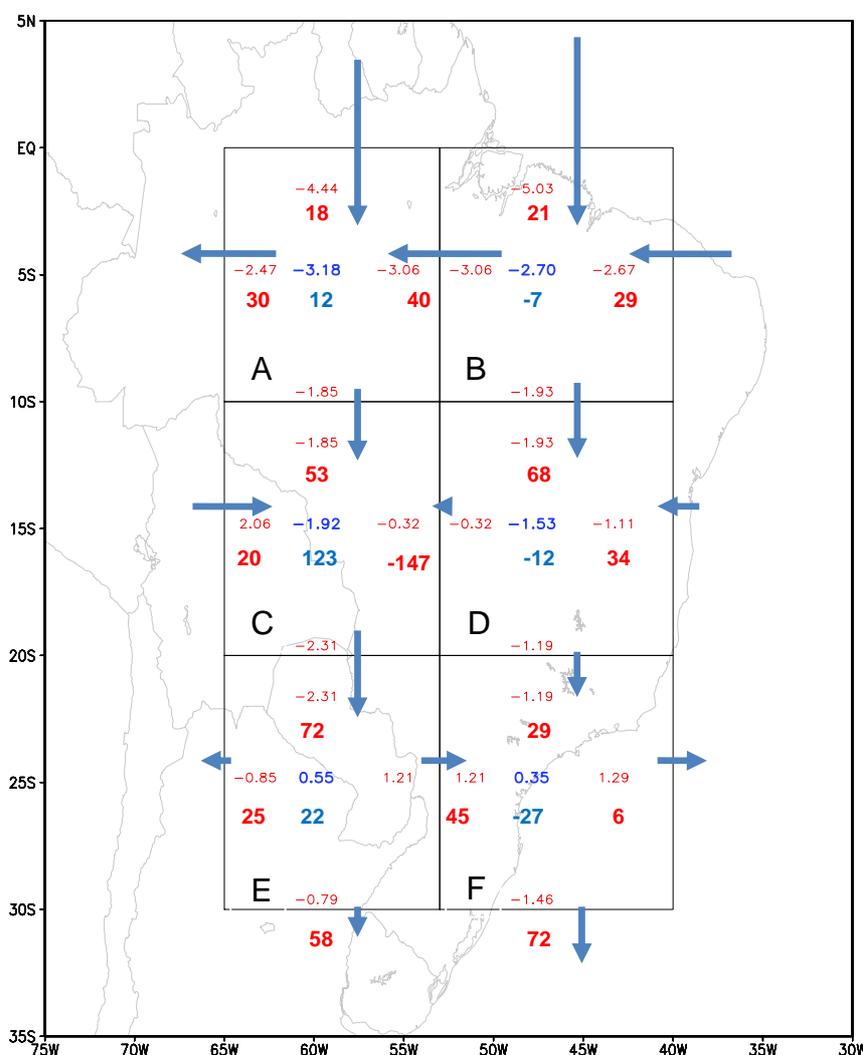


Figura 4.28 (a) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F ( $\times 10^8$  kg/s) projetados pelo modelo Eta durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) em relação a 1961-1990.

Na figura 4.29 (b) nota-se o aumento do fluxo zonal em A e B, porém não ocorre com o fluxo meridional de A para C e nem de B para D. Isto está

provavelmente relacionado à convergência compensatória de 60% ocorrendo em A. Em C apenas o fluxo do jato não é suficiente para provocar alta convergência e, com isto diminui, cerca de 20%, praticamente o mesmo acontece em D com -25%. Nos cenários atuais, o maior fluxo de umidade ficou nas regiões A, B, C e D. Desta forma, qualquer pequeno aumento dos fluxos de E e F (como os vindos de C e D) nos cenários futuros geram grande aumento percentual, tais como 72% e 308%. Conseqüentemente estes aumentos são fisicamente redistribuídos nos outros quadrados, como 450% na convergência do fluxo de umidade, 925% entre E e F e 66% e 375% no fluxos nas direções leste e sul, respectivamente. Com relação ao fluxo de umidade de A e B até E e F, ele foi pequeno devido ao mesmo ter se restringido quase que 75% de seu volume sobre quadrados A, B, C e D.

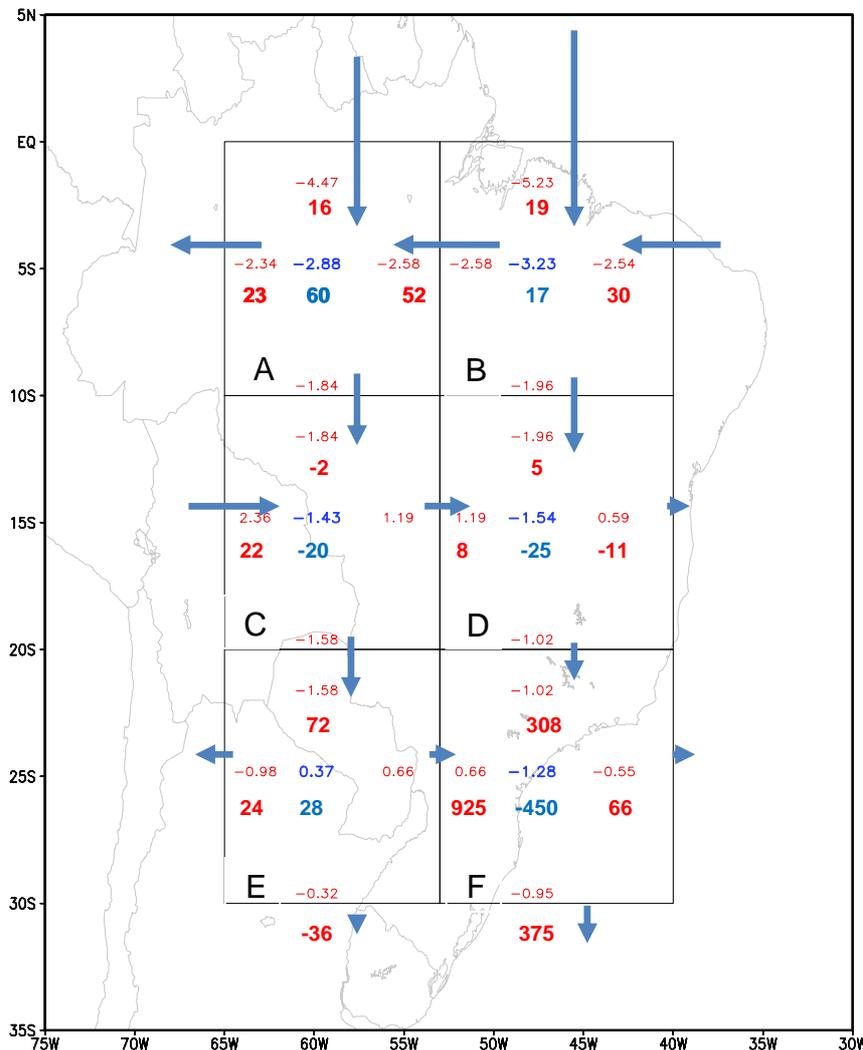


Figura 4.29 (b) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F ( $\cdot 10^8$  kg/s) projetado pelo modelo Eta durante casos de ZCAS sobre o NE do Brasil durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) com relação a 1961-1990.

Sobre as áreas A e B da figura 4.29 (c) ocorrem pequenas modificações nas magnitudes alcançadas nos cenários futuros e, isto também foi bem similar nas figuras 4.29 (a)-(b). O fluxo de A para C mostra pequena variação de 1%, e, o de B para C, 17%. No quadrado D chega um alto valor de 3,5 kg/s de três lados

do quadrado. Entretanto, ocorre uma diminuição de -16% na convergência do fluxo, devido à saída de mais de 50% deste fluxo na direção de F. O quadrado C tem 16% de diminuição do fluxo de umidade dos cenários futuros, devido ao jato enfraquecido. Ocorrem também dois fortes fluxos para leste e sul com quase 2,8 kg/s (somados). Desta forma, em E e F ocorrem aumentos de fluxos que já eram grandes em cenários atuais. Desta forma nota-se médios e altos aumentos sobre todas as laterais dos quadrados e inclusive no valor das convergências dos fluxos. Os fluxos meridionais de E e F, como eram muito pequenos cenários atuais, apresentaram aumentos de 414%.

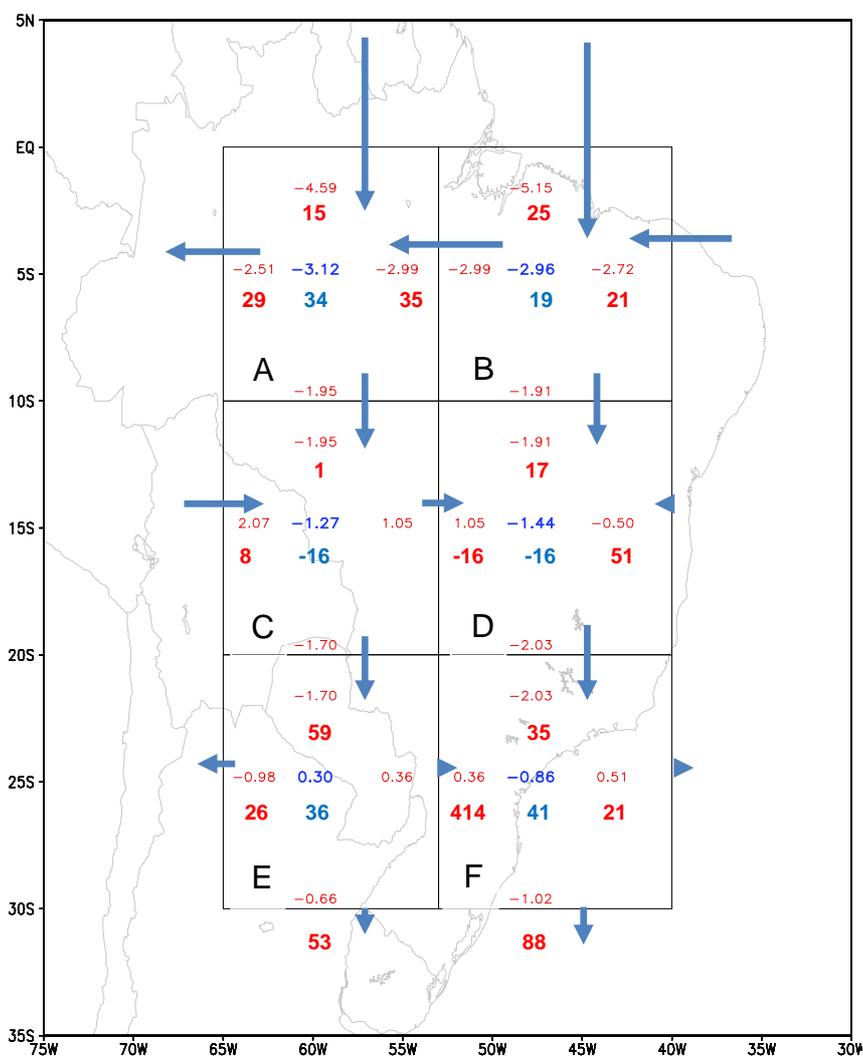


Figura 4.29 (c) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência

destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F ( $\cdot 10^8$  kg/s) calculado pelo modelo Eta durante as ocorrências de ZCAS sobre o SE do Brasil durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em **negrito em azul** (convergência) e **vermelho** (fluxo) são a variação (%) com relação a 1961-1990.

Durante os episódios de ZCAS sobre o norte da Região S, o principal destaque é a alta variabilidade da porcentagem, com relação aos cenários atuais, apresentada nos cenários futuros. Este é o único caso onde não ocorre o padrão nas figuras 4.29 (a), (b) e (c), com relação aos quadrados A e B. Como nos cenários atuais não ocorre um fluxo intenso de A para C e nem de B para D, isto justifica os aumentos de 62 e 63%, respectivamente. Devido à pequena diminuição nas convergências do fluxo nos quadrados C e D ocorre um grande aumento dos fluxos de C e D para E e F, com respectivamente, 53% e 18%. Mesmo com fluxo grande chegando de D e E, sobre o quadrado F, ele não apresenta grande diminuição da convergência com relação a cenários atuais. Desta forma, o fluxo então segue com um valor alto na face sul de F com 3,04 kg/s, ou seja, aumento de 147%. Dois fluxos zonais de C para D e de E para F tiveram grandes aumentos com respectivamente 9875% e 106%. Nos cenários futuros o padrão de convergência do fluxo de umidade se mostra mais distribuído nos quadrados de A até F, diferentemente dos cenários atuais quando a concentração é maior em A, B, D e F.

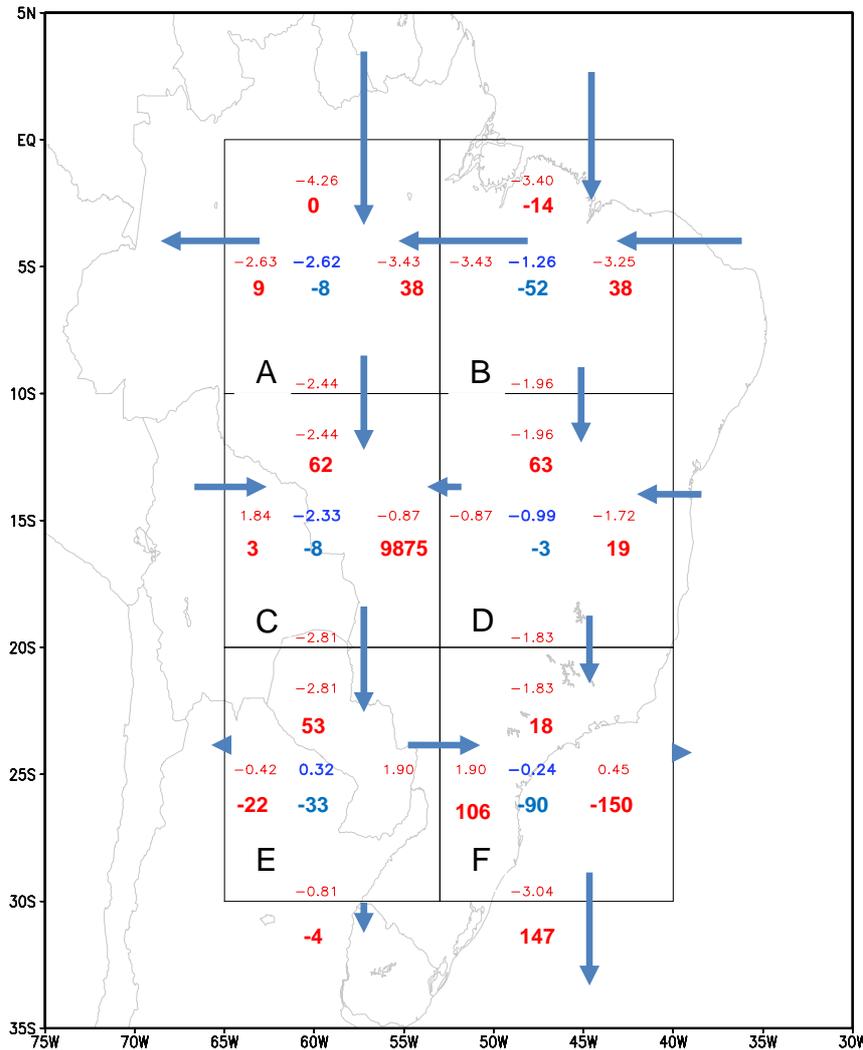


Figura 4.29 (d) – Vetor do fluxo médio de umidade integrado na camada entre a superfície e 500 hPa (valor escalar em vermelho) e a divergência destes fluxos (em azul) nas bordas dos quadrados A, B, C, D, E e F ( $\cdot 10^8$  kg/s) calculado pelo modelo Eta durante as ocorrências de ZCAS sobre o norte do S do Brasil durante as estações chuvosas de 2070-2099. Os valores em negrito em azul (convergência) e vermelho (fluxo) são a variação (%) com relação a 1961-1990.

Há maior fluxo de umidade nas paredes nos cenários futuros. Apenas a minoria mostra aumento proporcional da convergência de umidade. A maioria mostra valores próximos aos cenários atuais, ou até, um pouco menores. O fluxo zonal

que está mais intenso nos cenários futuros é de E para F e o menos intenso é de C para D. Nas convergências, o maior aumento foi no quadrado A e a menor no quadrado D. Os fluxos somados que tiveram os maiores aumentos foram de C para D e de E para F. Nos cenários futuros há maior distribuição da umidade durante os casos de ZCAS e, desta forma, há maior transporte entre os quadrados. Este foi diferente dos cenários atuais onde sempre um grupo de quatro quadrados dominava com a maioria do fluxo. Assim, há maior fluxo e maior distribuição de precipitações. Este será analisado no capítulo a seguir.

#### **4.3.6 – Balanço de umidade nos casos de ZCAS em cenários futuros**

Neste capítulo é usado o mesmo esquema de cálculo de balanço de umidade apresentado na integração de controle. As figuras 4.29 (a), (b), (c) e (d) apresentam o balanço de umidade em cenários climáticos futuros e, as tendências climáticas em porcentagem, com relação aos valores 1961-1990. Os valores dentro do quadrado são relativos aos cenários futuros e estão em mm/dia. Os valores fora do quadrado são a porcentagem da variação (%) apresentada em 2070-2099 com relação a 1961-1990. As respectivas cores dos números representam a precipitação (verde), evaporação (azul), convergência de umidade (vermelho) e a taxa de não balanço (laranja).

A área D mostra uma configuração de aumento de precipitação apenas nas ZCAS no NE, porém estes foram aumentos bem pequenos. O quadrado E foi o único a apresentar aumento de precipitação de todas as configurações analisadas. Apenas as áreas E e F (somadas) apresentam aumento na precipitação na estação chuvosa. Devido ao posicionamento mais a sul das ZCAS, nos cenários futuros, o quadrado F mostra a maior média de chuva, quando comparado aos cenários atuais.

Analisando a figura 4.30 (a) nota-se diminuição de precipitação, evaporação e convergência de umidade nas áreas A, B, (maior porcentagem) C e D (menor porcentagem). Porém, a taxa de não balanço apenas subiu em todas estas áreas. Estão ocorrendo altos valores de porcentagem com a taxa de não

balanço em cenários futuros, variando de 25% a 309% em A e D, respectivamente. O JBN durante os casos de NZCAS, e a ZCAS sobre a Região S está contribuído para o aumento das chuvas na Região S do Brasil. Com relação ao que já tinha sido analisado até aqui nos campos de precipitação da figura 4.22 (a), estas diminuições no balanço de umidade estavam sendo esperadas. A, B, D e C.

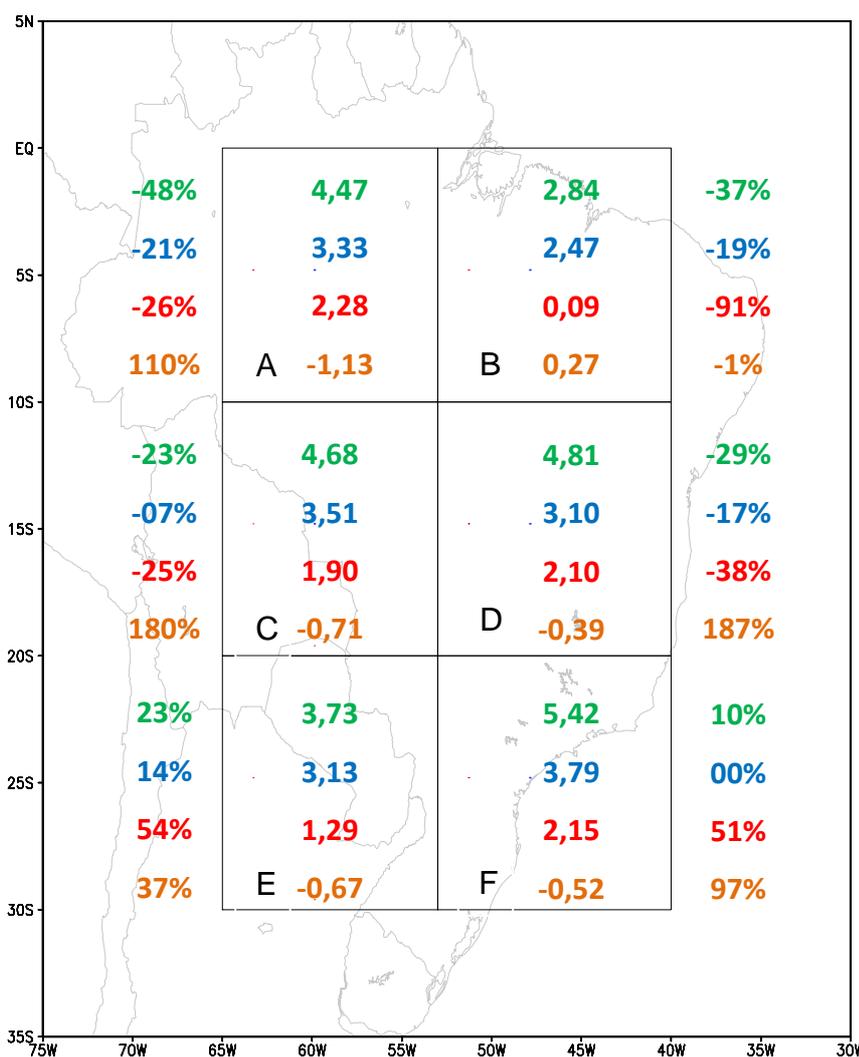


Figura 4.30 (a) – Balanço de umidade durante a estação chuvosa (mm/dia) simulado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990.

Devido à formação de ZCAS (figura 4.30-b) sobre o sul do NE, notam-se menores diferenças dos termos do balanço de umidade com relação aos cenários atuais. No quadrado D o aumento de 2% ocorreu devido a, parte das ZCAS da Região SE, estar contida neste quadrado. O quadrado F apresenta tendências positivas de precipitação com um aumento expressivo de 80% na precipitação e 385% na convergência de umidade. Nos quadrados A, B e C pondera um padrão de diminuição de precipitação, evaporação e convergência de umidade nos cenários futuros. Aqui acontecem os maiores aumentos do termo de não balanço e, também, maior precipitação com 12,9 mm/dia.

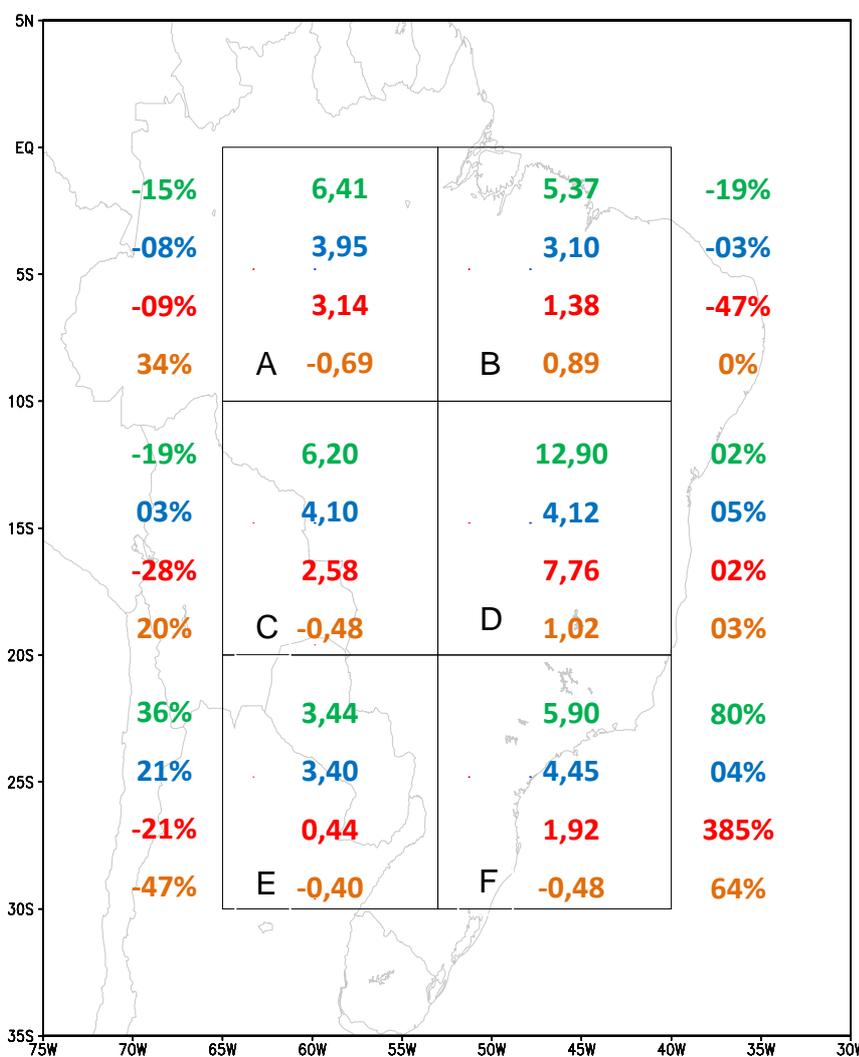


Figura 4.30 (b) – Balanço de umidade (mm/dia) durante casos de ZCAS sobre Região NE projetado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099.

Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990.

A Figura 4.30 (c) apresenta o balanço de umidade simulado pelo Eta, durante os casos de ZCAS sobre a Região SE, para cenários futuros e a tendência (%) do balanço de umidade com relação aos cenários atuais. O quadrado F mostra o valor mais alto de precipitação de todo o período de análise 6,85 mm/dia. Isto é parte devido ao aumento da precipitação sobre o centro e sul da Região SE. As maiores convergências estão ocorrendo nas regiões que, climatologicamente, recebem as precipitações das ZCAS como A, C, D e parte de F. Destacam-se os termos P-E-C (não balanço) entre -0,5 e +0,5 mm/dia. Os quadrados B e E apresentam os menores valores de precipitação, evaporação, convergência de umidade. Os percentuais acontecendo com relação às diferenças de cenários atuais e futuros, mostram diminuição de precipitação, evaporação e convergência de umidade sobre A, B, C e D.

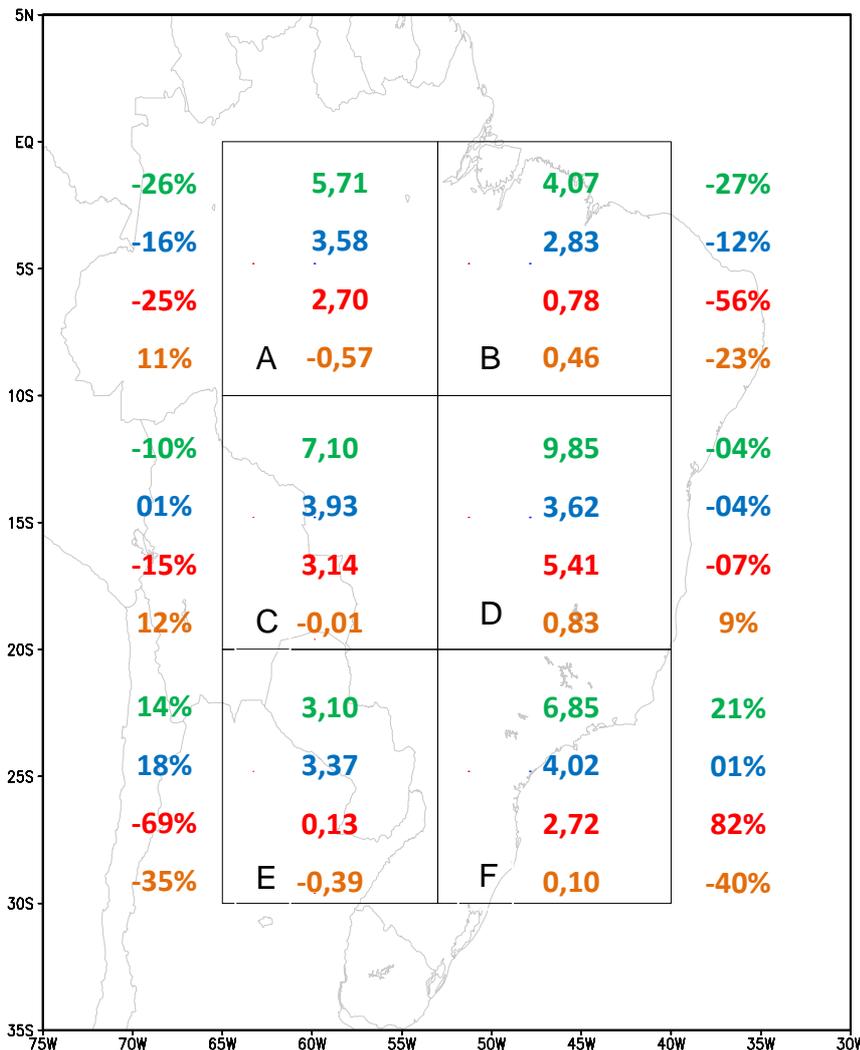


Figura 4.30 (c) – Balanço de umidade (mm/dia) durante casos de ZCAS sobre a Região SE projetado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990.

A figura 4.30 (d) apresenta o balanço de umidade durante os casos de ZCAS sobre o norte da Região S do Brasil. Os maiores valores de precipitação acontecem sobre os quadrados E e F, praticamente sobre a Região Sul, ou influenciam bastante a Região Sul, com 5,17 e 5,59 mm/dia, respectivamente. Ocorre bastante convergência em A, porém não ocorre precipitação suficiente

e então isto provoca o alto valor de não balanço. Na maioria dos quadrados de A até F a precipitação, evaporação e convergência de umidade são menores do que nos cenários atuais. Sobre o quadrado D ocorre um dos menores valores de precipitação de todo os grupos de ZCAS analisados.

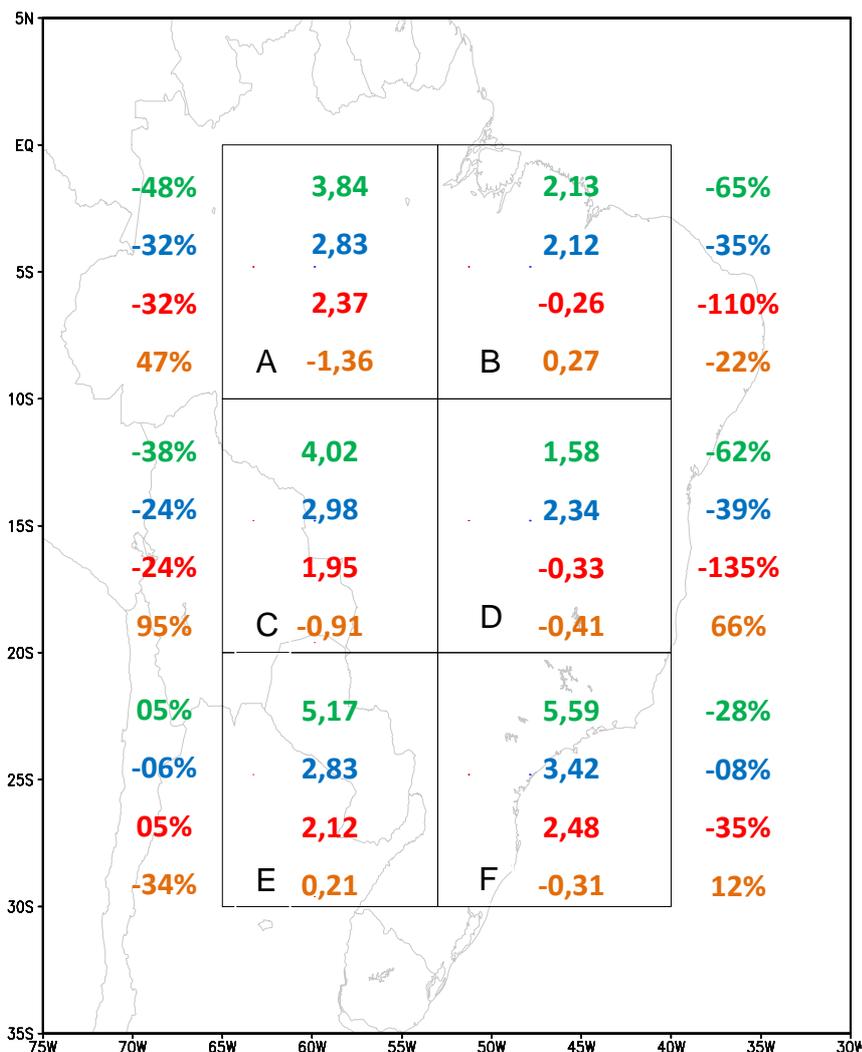


Figura 4.30 (d) – Balanço de umidade (mm/dia) durante casos de ZCAS sobre a Região Sul projetado pelo modelo Eta em cenários climáticos de 2070-2099. Os valores verdes representam a precipitação, os azuis a evaporação, os vermelhos a convergência e laranja o resíduo. Os valores de fora dos quadrados são (%) de variação com relação a 1961-1990.

#### **4.3.7 – Análise de chuvas intensas durante casos de ZCAS em cenários futuros**

Aqui é utilizada a mesma metodologia, do capítulo 4.2 anterior, de identificação de chuvas acima de 90 mm/dia. Desta forma são identificados 297 casos de precipitações intensas, ou seja, valores acima de 90 mm/dia em 24 horas, durante 2070-2099. Desta forma foi montada a tabela 4.6. Lembrando que nos cenários atuais foi encontrado um número de 325 casos de precipitação acima de 90 mm/dia, desta forma, está ocorrendo uma diminuição de 10% no número de casos de precipitação intensa durante episódios de ZCAS. A diminuição do número de ZCAS, ocorrendo nos cenários futuros sobre as Regiões SE e sul da NE, é respectivamente de 30% e de 61%.

Na tabela 4.6 nos cenários futuros ocorrem diminuições das chuvas de 90-109 mm/dia, porém ocorrem aumentos expressivos no restante, e além disto, foi adicionada uma nova categoria de 150-159 mm/dia de precipitação, sendo esta uma faixa de precipitação não existente em cenários climáticos atuais. Destaca-se a faixa 120-129 mm/dia onde ocorre um aumento de 50% nas precipitações.

Isto mostra maior variabilidade e maior intensidade que já são esperados em cenários futuros. O número de ZCAS decresce em 29% na Região SE e 63% na NE, porém a precipitação na Região SE aumenta cerca de 2%. Desta forma, através destes resultados, nota-se claramente que o aumento da intensidade das precipitações pode ser um dos possíveis colaboradores do aumento de 2% nas precipitações

Tabela 4.6 – Faixa de precipitação (mm/dia) e número de ocorrências de valores extremos de precipitação sobre a área D em cenários futuros e porcentagem

Faixa de precipitação (mm/dia)	Número de ocorrências futuro / atual	Variação com cenários atuais (%)
90-99	124	-13
100-109	74	-26
110-119	43	1
120-129	27	50
130-139	13	17
140-149	8	30
150-159	5	(faixa ausente)

Durante a identificação das ZCAS nos cenários futuros, o destaque é a grande variabilidade interanual da presença da ZCAS sobre o continente. Outra diferença notada é o padrão de precipitação durante a ocorrência das ZCAS.



## 5.0- RESUMO E CONCLUSÕES FINAIS

O objetivo desta tese foi estudar as possíveis modificações do balanço de umidade durante os períodos de ZCAS, NZCAS e durante toda a estação chuvosa, ocorridas nos cenários futuros (2070-2099) com relação aos atuais (1961-1990). Neste estudo foi utilizado o modelo regional Eta/CPTEC com as CC laterais do modelo HadCM3 que projetou o cenário futuro A1B entre os anos de 2070-2099.

Foram introduzidas modificações do código do modelo Eta como o calendário de 360 dias/ano, renovação mensal de TSM e decenal de CO<sub>2</sub>. Estas modificações foram introduzidas para que o Eta fique o mais próximo das atualizações das CC. Ressalta-se que esta foi a primeira vez que o Eta foi utilizado na projeção de cenários futuros com modificação de CO<sub>2</sub>. Espera-se que o modelo regional Eta seja capaz de gerar valores adicionais às simulações de temperatura a superfície e precipitação do HadAM3P sobre a AS.

A primeira simulação contínua de 10 anos (1961-1970) teve como objetivo a validação das capacidades do sistema de modelagem aninhada, na representação dos padrões espaciais climáticos médios sazonais. Os resultados dos modelos Eta e HadAM3P e os dados do ERA40 e CRU, na integração de 10 anos, mostraram que o modelo Eta se apresentou, na maior parte do tempo, com menores erros sistemáticos que o HadAM3P. Através do campo de precipitação, notou-se que o modelo Eta apresentou menor erro sistemático que o HadAM3P durante todas as estações do ano, na maior parte da AS. Os trimestres de DJF e MAM, apresentaram os maiores valores adicionados pelo campo de precipitação do Eta ao HadAM3P, principalmente sobre a Amazônia e norte do N e NE. Durante o verão, o Eta simulou um menor erro sistemático de precipitação. Em JJA, o Eta adicionou valores ao HadAM3P sobre o extremo norte da Região N e leste da NE do Brasil.

O Eta mostrou melhor simulação das estações chuvosas que o HadAM3P, na maior parte das Regiões do Brasil. Além disto, representou melhor as características climáticas da circulação de baixos níveis induzida pela topografia, tal como, o fluxo de NW do lado leste dos Andes. Sobre a AS, nos altos níveis, o Eta subestimou a magnitude do jato subtropical durante DJF e JJA e superestimou em MAM e SON. No modelo Eta, a AB foi superestimada devido às altas temperaturas próximas à superfície simuladas durante DJF e devido à superestimação sobre a baixa térmica sobre o norte da Argentina.

Na simulação de 10 anos do Eta notou-se que, no geral, ocorreu uma subestimação de -1 a -3°C sobre a Amazônia por ambos os modelos. Soares (2008), verificou que a subestimação dos valores de temperatura em algumas estações esteve relacionada à insuficiente representação de vegetação, principalmente sobre a Amazônia. Na Amazônia alguns pontos definidos como pastagem causaram uma mudança no balanço de energia em superfície, no balanço hídrico e levaram a um resfriamento em virtude da redução da radiação solar absorvida

Ambrizzi et al. (2007) compararam as simulações de precipitação dos modelos Eta/CCS (1961-1990), RegCM3 (1961-1974) e HadRM3P (1961-1990). Todos estes modelos mostraram fracas configurações climáticas de ZCIT e ZCAS sobre a AS. As simulações do modelo Eta modificado deste trabalho mostraram melhores configurações climáticas de verão. Entretanto, em JJA todos os modelos usados por Ambrizzi e o Eta modificado mostraram resultados muito semelhantes. Desta forma, o Eta desta tese apresentou menores erros sistemáticos durante a estação chuvosa que os outros modelos.

Solman et al. (2008) usaram o MM5 com as condições do HadAM3P para o sul da AS no período de 1981-1990. Eles mostraram que o MM5 superestimou a precipitação durante o verão e subestimou a precipitação durante o inverno no sul do Brasil. Entretanto, o Eta mostrou menor viés durante o ano sobre a mesma região. Em ambas as estações, a variabilidade interanual do Eta ficou fortemente influenciada pelas forçantes do HadAM3P, especialmente durante

os períodos de inverno. Durante o verão as forçantes de mesoescala desempenharam um papel importante na regulação da variabilidade interanual.

Os resultados do modelo Eta foram influenciados pelo erro sistemático das CC que chegaram através das bordas laterais, mas em alguns casos foi possível verificar que o modelo Eta adicionou valores aos resultados da CC, principalmente durante a estação chuvosa no centro-norte do Brasil.

Concluiu-se então que houve potencialidade no Eta para desenvolver valores adicionais, mesmo com uma parametrização relativamente diferente do HadAM3P. O modelo Eta apresentou-se sempre muito próximo das CC e, muitas vezes, adicionou valores aos resultados das CC. Isto aconteceu, por exemplo, com as variáveis de precipitação durante praticamente todo o ano, principalmente durante a estação chuvosa. A caracterização da variabilidade sazonal do Eta foi um dos objetivos específicos desta tese, e assim, provou-se que o Eta se mostrou como um modelo robusto que pode ser usado em trabalhos de modelagem regional em cenários futuros. Além disto, sua coordenada vertical eta também colaborou nos resultados positivos conseguidos sobre a AS.

A segunda integração teve como objetivo o desenvolvimento de uma climatologia do fluxo e do balanço de umidade, durante os casos de ZCAS e NZCAS sobre a AS em cenários atuais (1961-1990). Para tal objetivo foi necessário primeiro, calcular a data inicial e final da estação chuvosa e, a partir destas, calcular o número de pântadas. Neste trabalho foi adaptada a metodologia de Gan et al. (2004) que encontrou uma estação chuvosa média com 38 pântadas, através das reanálises do NCEP entre 1971-2000. Nesta tese foi encontrado o período médio da estação chuvosa com 36 pântadas. Para localizar o maior número de casos de ZCAS durante a estação chuvosa, está foi fixada entre 15 de setembro a 15 de abril.

A identificação automática de casos de ZCAS durante o período da estação chuvosa, baseou-se em um algoritmo que avaliou o número de dias, os

campos de ROL, escoamento em baixos, médios e altos níveis, convergência de umidade, omega e precipitação (ver seção 3.2). Através deste algoritmo automático, foram identificados 355 casos de ZCAS, dando uma média de 1,7 casos de ZCAS/mês e com períodos médios de até 8 dias. Devido a um erro sistemático identificado no campo de ROL do modelo Eta, os casos de ZCAS foram identificados um pouco mais ao norte de sua posição climatológica. Isto colaborou para um maior número de casos de ZCAS sobre o sul do Nordeste do que no norte da Região Sudeste, sendo ambas localizadas do quadrado D. Não foi possível identificar se este erro foi introduzido pelas CC, pois esta variável não foi localizada nos dados a que tivemos acesso neste trabalho.

A capacidade de identificação de casos ZCAS pelo algoritmo foi analisada através dos campos compostos de precipitação, temperatura à superfície, ROL e fluxo de umidade integrado entre a superfície e 500 hPa. As características apresentadas nos campos compostos de ZCAS ficaram muito próximas de alguns trabalhos como de Cavalcanti e Rowntree (1998). Além disso, as precipitações durante casos de ZCAS e NZCAS, mostraram uma diferença de até 7 mm/dia sobre as Regiões SE, sul e oeste da NE, sul da N e norte da CO. Entretanto, ocorreu o contrário no sul da Região Sul com uma diminuição de -1 a -2 mm/dia. Os campos de ventos mostraram a AB, em 250 hPa, e o cavado a leste do Andes, em 500 hPa, mais intensos durante os casos de ZCAS. Além disso, em altos níveis, ocorreu uma pequena intensificação do jato subtropical durante os casos de ZCAS. Estas configurações apresentadas mostraram que o algoritmo de identificação de ZCAS se mostrou calibrado.

A direção do fluxo médio de umidade durante a estação chuvosa foi similar a direção do fluxo médio de umidade durante os casos de ZCAS sobre a Região SE, apenas diferenciando a magnitude mais intensa durante a ZCAS. Com relação ao fluxo de umidade, o viés positivo dos ventos chegando pelas CC, pelo menos parcialmente, foi notado através do grande fluxo de umidade vindo de norte nas áreas A e B em SON, DJF e MAM. Sobre os quadrados B, D e F ocorreram os maiores valores de convergência do fluxo de umidade de acordo

com a Região onde houve o predomínio de casos de ZCAS. Além disto, a magnitude desta convergência ficou muito similar a dos quadrados A e C. Os resultados aqui ficaram muito similares aos de Saulo et al (2000) e Herdies et al. (2002). Durante a estação chuvosa analisada, o maior volume da umidade ficou concentrado nas áreas A, B, C e D e ocorreu muito pouco fluxo de umidade chegando até E e F. Exceto pelo sempre intenso fluxo zonal de B para A, não foi notado muito transporte zonal entre C e D e E e F.

Mesmo com dois períodos de análises diferentes, o balanço de umidade mostrou valores proporcionais ao trabalho de Marengo (2005) sobre a Amazônia (área A). A maior parte da taxa de não balanço ficou entre -0.5 e +0.5 mm/dia e mostrou também similaridade com o trabalho de Marengo (2005). Durante os casos de ZCAS sobre a Região NE, a região D apresentou valor médio de 12 mm/dia (valor mais alto). Entretanto, sobre esta mesma área D, durante os casos de ZCAS sobre a Região SE, ocorreu uma precipitação média de 10 mm/dia. Este menor valor ocorreu porque uma parte do sul da Região SE está dentro do quadrado F. Outro fator que pode ter colaborado, pelo menos parcialmente, para a menor precipitação sobre a Região SE foi o erro sistemático que o campo de ROL tem para localizar a ZCAS e, desta forma, colocá-las mais ao norte do que a sua climatologia. Sobre a área A (Amazônia) o modelo Eta simulou uma precipitação um pouco acima de 7 mm/dia, durante os casos de ZCAS sobre as três Regiões analisadas.

No balanço de umidade o termo de evaporação do Eta ficou acima de 4 mm/dia apenas sobre a Região Amazônica e nos outros quadrados ficaram, em média, entre 2,81 mm/dia e 3,95 mm/dia. A evaporação depende das características do solo e vegetação e, estas características, são dependentes da temperatura, que pode se elevar durante um período com pouca nebulosidade, como foi o caso da Figura 4.21 (b) onde o quadrado F apresentou a evaporação muito similar ao da Amazônia.

O modelo Eta apresentou subestimação de -1 a -2 mm/dia de precipitação sobre as áreas A e B (regiões Norte e Nordeste), e superestimação de 1 a 2

mm/dia sobre a área D (maior parte na Região SE). Desta forma, levando-se em conta os erros sistemáticos, pode ter ocorrido menores diferenças entre as precipitações destas Regiões. Por exemplo, 8 mm/dia para a área A, 10 mm/dia sobre o NE e 8 mm/dia sobre a Região SE (área D). Estes valores de precipitação seriam os mais esperados, ou seja, precipitações mais similares entre a Região das ZCAS e da Amazônia.

A terceira e última integração apresentou os resultados de uma simulação de 30 anos com o cenário futuro A1B entre os anos de 2071-2099. Esta simulação visou investigar o perfil do modelo Eta sendo submetido a condições extremas devido ao alto valor de CO<sub>2</sub>. Com relação à temperatura, a resposta do Eta foi um padrão de aquecimento generalizado sobre todo o Brasil, com as anomalias próximas de 2 a 3°C sobre o sul do Brasil, chegando até 3 a 4°C sobre o centro-norte do Brasil. As anomalias negativas das precipitações foram de -1 a -4 mm/dia sobre norte e centro das Regiões SE e CO, sul e oeste da NE e centro e leste da Região Norte. As anomalias positivas ficaram sobre o todo o Sul do Brasil e sul das Regiões SE e CO.

Devido às chuvas abaixo da média, a estação chuvosa encontrada aqui teve três pântadas a menos que nos cenários atuais, ou seja, 33 pântadas. Outro resultado interessante foi a variabilidade interanual da precipitação com 5,22 dias contra 4,22 dias em cenários atuais. Utilizando o mesmo algoritmo dos cenários atuais, as simulações nos cenários futuros indicaram uma diminuição de quase 30% no número médio de ZCAS, ou seja, média de 1,3 ZCAS por mês. Ocorreu aumento de 40% das ZCAS na Região Sul, diminuição de 30% na Região SE e diminuição de 63% na Região NE. O período médio de dias das ZCAS mostrou maior número de dias para a Região NE e um número menor de dias no Sul do Brasil. Os valores de desvio padrão do número de dias também aumentaram, apresentando mais uma vez características de aumento de variabilidade interanual.

O campo composto de precipitação, durante os casos de ZCAS, mostrou que as precipitações foram de 1 a 2 mm/dia mais intensas, que nos cenários atuais,

e atingiram mais a Região SE do que o sul da NE. A diferença dos campos compostos de precipitação, durante as ZCAS (futuro) – ZCAS (atual), apresentou um aumento de precipitação sobre a Região SE entre 1 a 2 mm/dia. O mesmo campo para NZCAS mostrou um aumento de 1 a 2 mm/dia sobre a Região Sul. Isto mostrou que, mesmo com um número 30% menor de ZCAS, houve um pequeno aumento na precipitação sobre a Região SE. Este aumento das precipitações sobre a Região SE durante as ZCAS foi devido ao maior valor de umidade que se encontra na atmosfera em cenários futuros. As maiores anomalias negativas de precipitação ficaram por volta de -2 a -4 mm/dia e ocorreram sobre as Regiões N, NE e norte da CO e SE, sendo que estas foram mais intensas durante o período das ZCAS.

A projeção da direção e da magnitude do fluxo de umidade nos cenários futuros, na maioria das laterais dos quadrados, mostraram um aumento da magnitude fluxo com relação aos cenários atuais. Porém, este aumento dos fluxos foi maior durante a estação chuvosa do que durante os casos de ZCAS. Durante o balanço do fluxo de umidade ocorreram aumentos dos fluxos nas paredes das áreas de análise, entretanto, estes aumentos não foram, proporcionalmente, transmitidos para as convergências. As convergências se apresentam muitas vezes menos intensas em cenários futuros, como foi o caso ocorrido com as ZCAS sobre o norte da Região Sul, com diminuição da magnitude das convergências do fluxo com relação a cenários atuais. No geral, o cenário futuro projetado mostrou uma maior distribuição dos fluxos com relação às áreas de A até F. O maior aumento do fluxo meridional foi de C para E e de D para F.

O balanço de umidade apresentou diminuição de precipitação, evaporação e convergência de umidade sobre as áreas A, B, C e D. O aumento da precipitação, da evaporação e da convergência de umidade esteve presente na maior parte dos quadrados E e F. As chuvas ficaram mais distribuídas nos quadrados de A até F.

Em uma análise da precipitação em 24 horas sobre a área D em cenários futuros, durante os casos de ZCAS, ocorreu um aumento de 50% da faixa de precipitações entre 120-129 mm/dia. Houve um declínio de -13% nas chuvas entre 90-99 mm/dia e -26% na precipitação entre 100-109 mm/dia. Destacou-se o aumento das precipitações entre 130-139 mm/dia e entre 140-149 mm/dia em 17% e 30% respectivamente. Porém, as magnitudes destes últimos apareceram apenas durante a chegada da banda de nebulosidade inicial da ZCAS.

Sobre a Região Sul ocorreu um aumento de 41% no número de ZCAS em cenários futuros, além disto ocorreu um aumento no número de casos de jatos de baixos níveis (Soares, 2008) durante as NZCAS. Conseqüentemente, houve predomínio de anomalias positivas tanto na ZCAS quanto na NZCAS. Os campos de fluxo de umidade apresentaram aumento nas paredes dos quadrados de A até F. Ocorreu um aumento no escoamento zonal, principalmente entre E e F. Os fluxos meridionais mais intensos foram os fluxos de C para E e de D para F. Ocorreu aumento de convergência, principalmente, em E e F e diminuição em A e B. Notou-se uma melhor distribuição dos fluxos durante o período de ZCAS nos cenários futuros do que nos atuais. A precipitação, evaporação e convergência de umidade tiveram diminuição nos quadrados A, B, C e D, sendo que em A e B a diminuição foi maior. Sobre as áreas E e F, na maior parte do tempo, ocorreu aumento de precipitação, evaporação e convergência.

Ocorreu aumento de 41% no número de ZCAS sobre a Região Sul do Brasil e diminuição de 63% no número de ZCAS na Região NE. Estes resultados estiveram associados com as CC mostradas na Figura 1.2. Esta figura mostrou anomalias do campo de precipitação simulados pelo HadAM3P entre os anos de 2070-2099 utilizando A1B. Notou-se altas anomalias positivas de 5 mm/dia de precipitação sobre o Pacífico e na costa do Equador, anomalias negativas de até -5 mm/dia sobre a Região Norte e Nordeste e anomalias positivas de 1 a 2 mm/dia sobre a Região Sul do Brasil. Esta configuração de anomalias

positivas e negativas, sobre a América do Sul, também foram encontradas no HadCM3 usando cenário A1B. Esta configuração foi similar a uma configuração de El Niño. A região de anomalias negativas de até -5 mm/dia sobre as Regiões Norte e Nordeste, podem também estar associadas, juntamente com a configuração do El Niño, a uma configuração de dipolo positivo no Atlântico. Esta configuração foi a que provocou um quadro mais seco no N e NE do Brasil. Os campos médios de precipitação sobre a América do Sul em casos de ZCAS e NZCAS mostraram uma pequena diminuição na precipitação média entre os cenários futuros e os atuais sobre o NE e N. No caso do transporte de umidade, houve um grande aumento do transporte de umidade integrado na vertical nos cenários futuros.

De uma forma bem similar aos resultados de Lombardi e Carvalho (2009) e os apresentados nesta tese, foi encontrada uma redução da precipitação sobre o centro-oeste do Brasil, durante o verão de monção, comparativamente ao clima presente. Além disto, Lombardi e Carvalho verificaram que a data de início e término da estação chuvosa nos cenários futuros não teve modificações significativas aos encontrados nos cenários atuais. Esta última característica não foi encontrada nesta tese, ficando os cenários futuros com três pentadas a menos.

Um resultado importante desta tese foi a maior variabilidade interanual encontrada nos cenários futuros. Ela ficou bem caracterizada nos desvios padrões da estação chuvosa e no período de dias das ZCAS. Mesmo com um número reduzido de ZCAS, ocorreu uma compensação devido à maior precipitação e, desta forma tanto a Região S, quanto a Região SE não tiveram uma grande diminuição na precipitação, como ocorreu com as Regiões NE e N sobre as respectivas áreas A e B. Nestas ocorreram diminuições médias entre -10% e -50% nas precipitações. Nos cenários futuros os quadrados E e F apresentaram aumento de precipitação durante os casos ZCAS sobre as Regiões Sul, SE, NE e na estação chuvosa. Além disso, estas precipitações podem estar associadas a eventos extremos como obtidos por Soares (2008).

Estas precipitações podem estar associadas, pelo menos parcialmente, a configuração de El Niño que tendem a aumentar a precipitação no sul do Brasil.

Concluiu-se que nos cenários futuros ocorreu uma diminuição da entrada das frentes frias sobre o Brasil devido a diminuição do gradiente meridional de temperatura e, assim diminuiu levemente a magnitude da corrente de jato em médios e altos níveis. Isto respondeu as hipóteses realizadas na introdução.

Ressalta-se que, nesta tese, as projeções do modelo Eta foram realizadas a partir de um cenário futuro A1B, simulado pelo modelo HadCM3, e desenvolvido para pesquisa de mudança climáticas. Sendo assim, estes resultados mostrados nesta tese devem ser entendidos apenas como possíveis modificações a partir daquele cenário de pesquisa. Além disso, foi realizada apenas uma integração do modelo Eta, sendo que para trabalhos de mudanças climáticas é necessário um maior número de integrações (ensemble). Entretanto, os resultados desta tese servem como um alerta para toda a população brasileira, da América do Sul e podem ser utilizados para estudos de impactos e vulnerabilidade. As CC laterais e de superfície utilizadas neste trabalho foram do HadCM3, um modelo Europeu conceituado cientificamente. Deve ser lembrado que o Eta utilizado não tinha um esquema para lidar com vegetação dinâmica, entretanto deixa-se aqui como sugestão para trabalhos futuros. Desta forma, pode-se classificar esta tese como um estudo de relevante contribuição a ciência.

## 6.0– SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Algumas sugestões para trabalhos futuros estão a abaixo:

- a) inclusão da vegetação dinâmica: sabe-se do importante papel destes no sistema climático vegetação-atmosfera, não só no que refere a evapotranspiração, mas também nas condições de superfície e conteúdo de umidade do solo;
- b) uso de ensembles: as caóticas interações entre a atmosfera e os inúmeros sistemas climáticos naturais e antropogênicos provocam limitações nos algoritmos de mudanças climáticas. A análise dos clusters aumenta a confiabilidade das simulações
- c) utilizar outras condições contorno e outros cenários para fazer a mesma integração



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, L.F.; MARENGO, J.A.; CHOU, S.C. Avaliação das previsões de chuvas sazonais do modelo ETA climático sobre o Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13. 2004, Fortaleza CE. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2004.

ALVES, L. M. **Simulação da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional.** 2007. 98 p. (INPE-14825-TDI/1265). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.13.12.59>>. Acesso em: 30 jul. 2009.

AMBRIZZI, T.; ROCHA, T.R.; MARENGO, J.A.; PISNITCHENKO, I.; ALVES, L. (2007) **Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: Projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3,** MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS –SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro 2007.

BETTS, A. K. e MILLER, M.J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX and arctic air-mass data sets. **Quartely Journal Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 693-709, 1986.

BLACK, T. L. NMC Notes, 1994: The New NMC mesoscale Eta model: description and forecast samples. **Weather Forecasting**, v. 9, p. 256-278, 1994

BOMBARDI, J.R. e CARVALHO, L.M.V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, DOI 10.1007/s00382-008-0488-1.

BUSTAMANTE, J.F.; GOMES, J.L.; CHOU, S.C. Influência da temperatura da superfície do mar sobre as previsões climáticas sazonais do modelo regional ETA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu (PR). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2002. p. 2145-2152.

BUSTAMANTE, J.F.; GOMES, J.L.; CHOU, S.C. 5-year Eta Model seasonal forecast climatology over South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 08., 2006, Foz do Iguaçu (PR). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2006. p. 503-506.

CANDIDO, L. A. **Impacto da condição inicial de água no solo na previsão de verão da América do Sul.** 2002. 224 p. (INPE-10477-TDI/931). Tese

(Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/04.20.10.28>>.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. ; LIEBMANN, B. . The South Atlantic Convergence Zone: Persistence, Form, Extreme Precipitation and Relationships with Intraseasonal Activity . **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CASTRO, C.A.C; CAVALCANTI, I. F. A.: Intraseasonal activity and the SACZ episodes during austral summer 2003/2004. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 08., 2006, Foz do Iguaçu (PR). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

CAVALCANTI, I.F.A ; ROWNTREE: A zona de convergencia do Atlantico Sul modelo climatico do Hadley Centre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 26-30 out. 1998, Brasília (DF). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1998.

CAVALCANTI, I.F.A.; MARENGO, J.A.; Satyamurti, P.; Nobre, C.A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Tarasova, T.; Pezzi, L.P.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.B.; CAMARGO, H. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v.15, n.21,p.2965-2988, 2002.

CHAVES, R; NOBRE, P. Avaliação da influência do Atlântico Sul na circulação atmosférica da América do Sul através do MCGA CPTEC/COLA e o modelo regional ETA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA, 1, São Paulo(SP) **Anais...** São Paulo: [s.n], 26-30 ago. 2002.

CHEN, F.; JANJIC, Z. I.; e MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parametrization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoescala Eta model. **Boundary layer Meteorology**, v. 85, p. 391-421, 1997.

CHOU, S. C.; NUNES, A. M. B.; CAVALCANTI, I.F.A., Extended range forecasts over South America using the regional eta model. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, D8, 105, p. 10147-10160, 2000.

CHOU, S. C.; TANAJURA, C.A.S. Validation of coupled Eta/Ssib model over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, 2002

CHOU, S.C., FONSECA, J.F.B, GOMES, J.L., Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South América **Nonlinear processes in geophysics**, v. 12, n. 4, p. 537-555, 2005

COHEN, S. J., Bringing the global warming issue closer to home: the challenge of regional impact studies. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 71, p. 520-526, 1990.

CHRISTENSEN, O. B. M. A.; GAERTHER, J. A.; PREGO, and J. POLCHER. Internal variability of a regional climate model. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 875-887, 2001.

CUSACK, S., SLINGO, A.; EDWARDS, J. M. and WILD, M. The radiative impact of a simple aerosol climatology on the Hadley Centre climate model. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 124, pp. 2517-2526, 1998.

EDWARDS, J. M. ; SLINGO, A., Studies with a flexible new radiation code. I: choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 122, p. 689-719, 1996.

ESCOBAR, G., C., J. e CARVALHO DA COSTA, I. Situações meteorológicas associadas a episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). In: CONGRESSO ARGENTINO DE METEOROLOGÍA, 9., Período: 3-7 de Outubro de 2005.

FELS, S. B. e SCHAWARZTKOPF, M. D. The simplified exchange approximation. A new method for radiative transfer calculations. **Journal of Atmosphere Science**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FERNANDEZ, J.P.R., FRANCHITO, S.H., RAO, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean Climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, DOI 10.1007/s00704-005-0212-6

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a America do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997. 181 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao Jose dos Campos. 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/06.15.09.40>>. Acesso em: 30 jul. 2009.

GAN, M.A, KOUSKY, V.E. e ROPELEWSKI, C.F. The South America Circulation and Its Relationship over Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66, 2004.

GARCIA, S. R. ; KAYANO, M. T. . Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. **Theoretical and Applied Climatology**, 2009 In press.

GARCIA, S. R. ; KAYANO, M. T. . Climatological aspects of Hadley, Walker and monsoon circulations in two phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, p. 117-127, 2008.

GATES, W.L. The use of general circulation models in the analysis of the ecosystem impacts of climate change. **Climate Change**, v. 7, p. 267-284, 1985.

GIORGI, F.: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. **Journal of Climate**, v. 3, p. 941-963, 1990.

GIORGI, F. and Bi, X.Q. A study of internal variability of a regional climate model. **Journal of Geophysical Research**. v. 105(D24), p. 29503-29521, 2000.

GIORGI, F.; X. BI; PAL, J.S. Mean, interannual variability and trends in a regional climate model change experiment over Europe. I. Present day climate (1961-1990). **Climate Dynamics**, v. 22, p. 733-756, 2004.

GORDON, C.T. e STERN, W.F., A description of the GFDL Global Spectral Model. **Monthly Weather Review**. v. 10, n. 7, p. 625-644, 1982

GORDON, C.; COOPER, C.; SENIOR, C. A.; BANKS, H.; GREGORY, J. M.; JOHNS, T. C.; MITCHELL, J. F. B.; WOOD, R. A. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, **Climate Dynamics**, v. 16, p.147–168, 2000.

GREGORY, D., A consistent treatment of the evaporation of rain and snow for use in large-scale models. **Monthly Weather Review**., v. 123, p. 2716-2732, 1995.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. online, p. 2345, 2009.

GRIMM, A. M. . The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, Boston, v. 16, n. 1, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A. M.; DIAS, P.L.S. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v. 52, n. 20, p. 3538-3555, 1995.

HERDIES, D. L. SILVA, A., DIAS, M.A.F.S., FERREIRA, R.N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres** art no. 8075, 107(D-20), 2002

HASTENRATH, S., HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, Reading, v. 103, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S., GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 98(D3), p. 5093-5102, 1993.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Climate Change 1992: In: Houghton, J.T., B.A.Callander and S.K.Varney (eds.). **The supplementary report to the IPCC scientific assessment.** report prepared for IPCC by working group I. Cambridge: University Press,U. K., 1992. 200 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Technical guidelines for assessing climate change impacts and adaptations group II** [Carter, T.R., M.L. Parry, H. Harasawa, and S. Nishioka] and WMO/UNEP. CGER-IO15-'94. London: University College London, UK and Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan, 1994. 59 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2001: the scientific basis: contribution of working group i to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change.** Cambridge: Univ. Press, New York. 881 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2007: the physical science basis – summary for policymakers.** Disponível em: <http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>. Acesso em 14 jun 2007.

JANJIC, Z.I. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Contributions to Atmospheric Physics**, v. 52, p. 69-84, 1979.

JI, Y. and A.D. VERNEKER, Simulation of the Asian summer monsoons of 1987 and 1988 with a regional model nested in a global MCG. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1965-1979, 1997.

JONES, C. e CARVALHO, L.M.V. Active and break phases in the South American Monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905-914, 2002.

JONES, P.; NEW, M.; PARKER, D.; MARTIN, S., RIGOR, I. Surface Air Temperature and its changes over the past 150 years. **Review Geophysical**, v. 37, p. 173-199, 1999.

KALNAY, E. et al., **1996.** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471.

KAYANO, M.T.; RAO, V.B.; MOURA, A.D. Tropical circulation and associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, Sussex-UK, v. 8, p. 477-488, 1988.

KAYANO, M. T ; RAO, V. B. ; MOURA, A. D. . The Walker Circulation and atmospheric water vapour characteristics over the Pacific for two contrasting years. **International Journal of Climatology**, v. 9, n. 3, p. 243-251, 1989.

KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T.; CAVALCANTI, I.F.A. A Review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, Huddersfield-UK, v. 36A, n. 5, p. 490-504, 1984.

KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C.F. Extremes in the southern oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 4, p. 351-363, 1989.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 3, p. 217-231, 1988.

LACIS, A. A. e HANSEN, J. E. A parametrization of the absorption dissipation in the atmosphere from large-scale balance requirements. **Monthly Weather Review**, v. 49, p. 608-627, 1974.

LAMB, P. On the development of regional climatic scenarios for policy oriented climatic impact assessment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 68, p. 1116-1123, 1987.

MARENGO, J. A.. Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 16, 01, 01-18, 2001

MARENGO, J. A.; LIEBMAN B.; KOUSKY, V.E.; FILIZOLA, N.P. e WAINER, I.C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833-852, 2001.

MARENGO, J. A., The characteristics and variability of rainfall across the Amazon basin: Spatial and temporal variability. **Climate Dynamics**, v. 24, p.11-22, 2005.

MARENGO, J. A.; CAMARGO, C. C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002. **International Journal of Climatology**, v. 28, n. \*, p. 893-904, Aug. 2008. doi: <[10.1002/joc.1584](http://dx.doi.org/10.1002/joc.1584)>. (INPE-15080-PRE/9989).

MARENGO, J. A.; VALVERDE RAMIREZ, M. C. Caracterização do clima no século XX e cenário de mudanças de clima para o Brasil no século XXI usando os modelos de IPCC AR4. **Multiciência**, v. \*, n. 8, p. 5-28, maio 2007. (INPE-15436-PRE/10170). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/10.20.17.03>>. Acesso em: 30 jul. 2009.

MARENGO J. A. ; JONES, R ; ALVEZ, L. M. ; VALVERDE, M . Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 1-15, 2009.

McGREGOR JL 1997, Regional Climate Modeling. **Meteorological Atmosphere Physics**, v. 63, p. 105-117, 1997

MEARNS, L.; O., GIORGI, F.; WHETTON, P.; PABON, D.; HULME; LAL, M. **Guidelines for use of climate scenarios developed from regional climate model experiments, IPCC**, 2003

MELLOR, G. L. e YAMADA, T.; Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review Geophysical Space Physics**, v. 20, p. 851-875. 1976

MESINGER, F.; JANJIC, Z.; I., NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D. G. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 1493-1518, 1988.

MITCHELL, T. D.; CARTER, T. R.; JONES, P. D., HULME, M.; NEW, M., A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe. East Anglia UK.: Tyndall Centre Working Paper 55, 2003.

MOURA, A.D., SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston-MA, v. 38, n. 7, p. 2653-2675, 1981.

NAKICENOVIC´, N.; ALCAMO J.; DAVIS, G.; VRIES, B.; J. FENHANN; Gaffin, S.; Gregory, K.; Grübler, A.; Jung, T.Y.; Kram, T.; E. L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, VICTOR, N.; DADI Z. **IPCC special report on emissions scenarios**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 599 p.

NOBRE, C.A., RENNÓ, N.O. Droughts and floods in South American due to the 1982-83 El Niño/Southern Oscillation episode. In: CONFERENCE ON HURRICANES AND TROPICAL METEOROLOGY, 16., 1985, Houston. **Anais...** Houston: [s.n], 1985.

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin**. Maryland, 1993, 151 p. Tese (Ph.D) - University of Maryland, 1993.

NOBRE, P.; MOURA, A.D.; SUN, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 e NCEP´s regional spectral models at IRI. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 12, p. 2787-2796, 2001.

NOBRE, P., SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, Boston-MA, v. 10, n. 4, p. 2464-2479, 1996.

NOGUES-PAEGLE J.; MECHOSO C. R.; Fu R.; Berbery E. H.; Chao W. C.; Chen T.; Cook K.; Diaz A. F.; Enfield D.; Ferreira R.; GRIMM A. M.; Kousky V.; Liebmann B.; MARENGO, J.A.; Mo K.; Neelin J. D.; Paegle J.; Robertson, A. W.; Seth A.; VERA, C. S. and ZHOU, J.: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon, **Meteorologica. 1 and 2.** 3-32, 2002.

OLIVEIRA, G. S. **Conseqüências climáticas da substituição gradual da floresta tropical amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: um estudo de modelagem.** 2008. 417 p. (INPE-15263-TDI/1346). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.17.17>>. Acesso em: 30 jul. 2009.

PISNICHENKO, I.A.; TARASOVA, T.A.; FERNANDEZ, J.P.R.; MARENGO, J. Validation of the Eta Ws Regional Climate Model Driven By Boundary Conditions from the HadAM3H Over South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 08. 2006, 24-28 abr, Foz do Iguaçu (PR). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episodios de zonas de convergencia do Atlantico Sul (ZCAS) sobre a America do Sul.** 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1993. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.26.14.10>>. Acesso em: 30 jul. 2009.

RAO, V.B., SATUAMURTI, P., BRITO, J.I.B. de. On the 1983 drought in Northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, Sussex- UK, v. 6, n. 1, p. 43-51, 1986.

RAO, V. B. CAVALCANTI, I. F. A. e HADA, K. : Annual Variations of rainfall over Brazil and water vapour characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 26539-26551, 1996.

ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T., CUANDRA, S. V.; FERRAZ, S.E.T., FERNANDES, J.P.: RegCM3 simulations nested in the Hadley Center Model over South America: the present day climate. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 08. 2006, 24-28 abr, Foz do Iguaçu (PR). **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

RODRIGO, R.J.; CARVALHO, L.M.V. IPCC global coupled simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, DOI:10.1007/s00382-008-0488-1, 2008

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, Boston-MA, v. 115, n. 2, p. 1606-1626, 1986.

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição**. 2002. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SILVA DIAS, P.L. South América - **Meteorological Monographs**, 119-139, (200).

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 10-11, p. 867 - 881, oct. 2000. (INPE-10677-PRE/6139). Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/05.21.16.29>>. Acesso em: 30 jul. 2009.

SELUCHI, M. e MARENGO, J. Tropical-Midlealtitude exchange of masses during summer and winter in South América: Climatic aspects and extreme events. **International Journal of Climatology**, v. 20, p.1167-1190, 2000.

SENIOR, C. and MITCHELL, J. F. B., CO2 and climate: The impact of cloud parametrization. **Journal of Climate**. 6: 393-418, 1993.

Silva, A. R. **Ciclo de vida do sistema de monção da américa do sul: observação e simulação**. 2008. 258 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/09.14.03.35>>.

SMITH, R. N. B. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. **Quarterly Journal Royal Meteorology Society**, v. 116, p. 435-460, 1990

SOLMAN, S.A.; NUNEZ, M.N.; CABRÉ, M.F., Regional climate change experiments over southern South America I: present day climate. **Climate Dynamics**, v. 30, p. 533-552, 2008.

SOUZA, E.B. **Um estudo observacional sobre o padrão de Dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical**. São José dos Campos, 1997, 138 p. Tese (Mestrado em Meteorologia), São José dos Campos : Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1997.

TREMBERTH, K. Future ENSO Diagnostics. In: HAYES SYMPOSIUM ON SEASONAL TO INTERANNUAL CLIMATE VARIABILITY, The 1997-1998, Enso Cycle 2, 1999, Dallas. **Proceedings...** Dallas: AMS, 1999. p.110-113.

UPALLA, S., GIBSON J.K.; FIORINO, M.; A Hernandez, P Kållberg, X Li, K Onogi, and S Saarinen. ECMWF second generation reanalysis—ERA40. In: WCRP INT. CONF. ON REANALYSES, WOKEFIELD PARK, UNITED KINGDOM, 2, 1999, Reading. **Proceedings...** Reading: WMO, 1999. p. 9–13.

VANNITSEM, S.; CHOME, F. Notes and Correspondences: One-way nested regional climate simulations and domain size. **Journal of Climate**, v. 18, p. 229-233. 2005

VINCENT, L. A.; PETERSON, T. C.; BARROS, V. R.; MARINO, M. B.; RUSTICUCCI, M.; CARRASCO, G.; RAMIREZ, E.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; BERLATO, M. A.; GRIMM, A. M.; MARENGO, J. A.; MOLION, L.; MONCUNILL, D. F.; REBELLO, E.; ANUNCIACÃO, Y. M. T.; QUINTANA, J.; SANTOS, J. L.; BAEZ, J.; CORONEL, G.; GARCIA, J.; TREBEJO, I.; BIDEGAIN, M.; HAYLOCK, M. R.; KAROLY, D. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. **Journal of Climate**, Estados Unidos, v. 18, p. 5011-5023, 2005.

XAVIER, T.M.B.S., DIAS, M.A.F.S., XAVIER, A.F.S., Tendências da pluviometria na Grande São Paulo e a influência dos processos de urbanização e industrialização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7, 1992, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1992. v.1, p. 220-224.

XUE, Y.; SALES F.; Li,W.-P; MECHOSO, C.R.; NOBRE, C.A.; JUANG,H.-M. Role of land surface process in South American Monsoon development. **Journal of Climate**, v. 19, p. 741-762, 2006.

WAGNER, R.G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, Boston-MA, v. 9, n. 7, p. 2010-2019, 1996

WHETTON, P. **Australian region intercomparison of model results of some greenhouse general circulation modeling experiments**. Melbourne : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, 1991. CSIRO Division of Atmospheric Research Technical Paper, n. 21.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 9097-9106, 1999

ZHOU , J. e LAU, K.M. Does monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, 1998.

## APÊNDICE A – Script de grads para detecção de ZCAS

```
#####  
#####  
## script de grads para identificacao de casos de ZCAS na rodada de 30  
anos do eta.  
## foi testado apenas para area sobre as seguinte lats e lons lon=-  
55,lon=-26,lat=-30,lat=-10 ###  
#####tese doutorado meteorologia  
09/2008#####  
#####Jose F Pesquero  
#####
```

```
function data(date)  
  
    'open  
    /rede/pnud/etahc/rodadas_presente/1961010100_cluster/Eta_templ_hadcm40  
    km1960010100.ct1'  
    'set time 'date  
    'set lat -30 -10.0'  
    'set lon -55 -26'  
    'q dims'  
    lin=sublin(result,5)  
    imax=subwrd(lin,9)  
* i=3+2400  
  i=2+imax  
  'sum=0'  
* começa o looping de 15 ate 15 apr  
  j=i+840  
  'set mpdset brmap_hires'  
  'set csmooth on'  
  
* looping principal  
  while(i<=j)  
    'c'  
    'set t 'i  
    'q time'  
    dat=subwrd(result,3)  
    'set gxout shaded'  
* 'set cmax 230'  
* 'set cint 10'  
* ROLE  
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias antes  
  'c=const(const(maskout(role(t-8),-role(t-8)+240),1),0,-u)'  
  'd=const(const(maskout(role(t-7),-role(t-7)+240),1),0,-u)'  
  'e=const(const(maskout(role(t-6),-role(t-6)+240),1),0,-u)'  
  'f=const(const(maskout(role(t-5),-role(t-5)+240),1),0,-u)'  
  'g=const(const(maskout(role(t-4),-role(t-4)+240),1),0,-u)'  
  'h=const(const(maskout(role(t-3),-role(t-3)+240),1),0,-u)'  
  'i=const(const(maskout(role(t-2),-role(t-2)+240),1),0,-u)'  
  'j=const(const(maskout(role(t-1),-role(t-1)+240),1),0,-u)'  
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias depois  
  'cc=const(const(maskout(role(t+8),-role(t+8)+240),1),0,-u)'  
  'dd=const(const(maskout(role(t+7),-role(t+7)+240),1),0,-u)'  
  'ee=const(const(maskout(role(t+6),-role(t+6)+240),1),0,-u)'  
  'ff=const(const(maskout(role(t+5),-role(t+5)+240),1),0,-u)'
```

```

'gg=const(const(maskout(role(t+4),-role(t+4)+240),1),0,-u)'
'hh=const(const(maskout(role(t+3),-role(t+3)+240),1),0,-u)'
'ii=const(const(maskout(role(t+2),-role(t+2)+240),1),0,-u)'
'jj=const(const(maskout(role(t+1),-role(t+1)+240),1),0,-u)'
'm=const(const(maskout(role,-role+240),1),0,-u)'
* tira a media por dias, encontrado os sistemas parados por 4 dias
'roler=(c+d+e+f+g+h+i+j+m+cc+dd+ee+ff+gg+hh+ii+jj)/4'
* 'set clevs 1 2 3 4 5'
* pega apenas aqueles que ficaram acima de 3 dias parados.
'finolr=const(const(maskout(roler,roler-3),1),0,-u)'

* PREC
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias antes
'c=const(const(maskout(prec(t-8)*1000,prec(t-8)*1000-2),1),0,-u)'
'd=const(const(maskout(prec(t-7)*1000,prec(t-7)*1000-2),1),0,-u)'
'e=const(const(maskout(prec(t-6)*1000,prec(t-6)*1000-2),1),0,-u)'
'f=const(const(maskout(prec(t-5)*1000,prec(t-5)*1000-2),1),0,-u)'
'g=const(const(maskout(prec(t-4)*1000,prec(t-4)*1000-2),1),0,-u)'
'h=const(const(maskout(prec(t-3)*1000,prec(t-3)*1000-2),1),0,-u)'
'i=const(const(maskout(prec(t-2)*1000,prec(t-2)*1000-2),1),0,-u)'
'j=const(const(maskout(prec(t-1)*1000,prec(t-1)*1000-2),1),0,-u)'
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias depois
'cc=const(const(maskout(prec(t+8)*1000,prec(t+8)*1000-2),1),0,-u)'
'dd=const(const(maskout(prec(t+7)*1000,prec(t+7)*1000-2),1),0,-u)'
'ee=const(const(maskout(prec(t+6)*1000,prec(t+6)*1000-2),1),0,-u)'
'ff=const(const(maskout(prec(t+5)*1000,prec(t+5)*1000-2),1),0,-u)'
'gg=const(const(maskout(prec(t+4)*1000,prec(t+4)*1000-2),1),0,-u)'
'hh=const(const(maskout(prec(t+3)*1000,prec(t+3)*1000-2),1),0,-u)'
'ii=const(const(maskout(prec(t+2)*1000,prec(t+2)*1000-2),1),0,-u)'
'jj=const(const(maskout(prec(t+1)*1000,prec(t+1)*1000-2),1),0,-u)'
'm=const(const(maskout(prec*1000,prec*1000-2),1),0,-u)'
* tira a media por dias, encontrado os sistemas parados por 4 dias
'precr=(c+d+e+f+g+h+i+j+m+dd+ee+ff+gg+hh+ii+jj)/4'
* pega apenas aqueles que ficaram acima de 3 dias parados.
'finprc=const(const(maskout(preocr,preocr-3),1),0,-u)'

* Omega
'set lev 500'
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias antes
'c=const(const(maskout(omeg(t-8)*10,-omeg(t-8)*10+0.2),1),0,-u)'
'd=const(const(maskout(omeg(t-7)*10,-omeg(t-7)*10+0.2),1),0,-u)'
'e=const(const(maskout(omeg(t-6)*10,-omeg(t-6)*10+0.2),1),0,-u)'
'f=const(const(maskout(omeg(t-5)*10,-omeg(t-5)*10+0.2),1),0,-u)'
'g=const(const(maskout(omeg(t-4)*10,-omeg(t-4)*10+0.2),1),0,-u)'
'h=const(const(maskout(omeg(t-3)*10,-omeg(t-3)*10+0.2),1),0,-u)'
'i=const(const(maskout(omeg(t-2)*10,-omeg(t-2)*10+0.2),1),0,-u)'
'j=const(const(maskout(omeg(t-1)*10,-omeg(t-1)*10+0.2),1),0,-u)'
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias depois
'cc=const(const(maskout(omeg(t+8)*10,-omeg(t+8)*10+0.2),1),0,-u)'
'dd=const(const(maskout(omeg(t+7)*10,-omeg(t+7)*10+0.2),1),0,-u)'
'ee=const(const(maskout(omeg(t+6)*10,-omeg(t+6)*10+0.2),1),0,-u)'
'ff=const(const(maskout(omeg(t+5)*10,-omeg(t+5)*10+0.2),1),0,-u)'
'gg=const(const(maskout(omeg(t+4)*10,-omeg(t+4)*10+0.2),1),0,-u)'
'hh=const(const(maskout(omeg(t+3)*10,-omeg(t+3)*10+0.2),1),0,-u)'
'ii=const(const(maskout(omeg(t+2)*10,-omeg(t+2)*10+0.2),1),0,-u)'
'jj=const(const(maskout(omeg(t+1)*10,-omeg(t+1)*10+0.2),1),0,-u)'
'm=const(const(maskout(omeg*10,-omeg*10+0.2),1),0,-u)'
* tira a media por dias, encontrado os sistemas parados por 4 dias

```

```

    'omegr= (c+d+e+f+g+h+i+j+m+cc+dd+ee+ff+gg+hh+ii+jj)/4'
* pega apenas aqueles que ficaram acima de 3 dias parados
    'finomg=const(const(maskout(omegr,omegr-3),1),0,-u)'

* divergencia 250
    'set lev 250'
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias antes
    'c=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-8),vvel(t-8))
*1e5,hdivg(uvel(t-8),vvel(t-8))*1e5+0),1),0,-u)'
    'd=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-7),vvel(t-7))
*1e5,hdivg(uvel(t-7),vvel(t-7))*1e5+0),1),0,-u)'
    'e=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-6),vvel(t-6))
*1e5,hdivg(uvel(t-6),vvel(t-6))*1e5+0),1),0,-u)'
    'f=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-5),vvel(t-5))
*1e5,hdivg(uvel(t-5),vvel(t-5))*1e5+0),1),0,-u)'
    'g=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-4),vvel(t-4))
*1e5,hdivg(uvel(t-4),vvel(t-4))*1e5+0),1),0,-u)'
    'h=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-3),vvel(t-3))
*1e5,hdivg(uvel(t-3),vvel(t-3))*1e5+0),1),0,-u)'
    'i=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-2),vvel(t-2))
*1e5,hdivg(uvel(t-2),vvel(t-2))*1e5+0),1),0,-u)'
    'j=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-1),vvel(t-1))
*1e5,hdivg(uvel(t-1),vvel(t-1))*1e5+0),1),0,-u)'
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias depois

'cc=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+8),vvel(t+8))
*1e5,hdivg(uvel(t+8),vvel(t+8))*1e5+0),1),0,-u)'

'dd=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+7),vvel(t+7))
*1e5,hdivg(uvel(t+7),vvel(t+7))*1e5+0),1),0,-u)'

'ee=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+6),vvel(t+6))
*1e5,hdivg(uvel(t+6),vvel(t+6))*1e5+0),1),0,-u)'

'ff=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+5),vvel(t+5))
*1e5,hdivg(uvel(t+5),vvel(t+5))*1e5+0),1),0,-u)'

'gg=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+4),vvel(t+4))
*1e5,hdivg(uvel(t+4),vvel(t+4))*1e5+0),1),0,-u)'

'hh=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+3),vvel(t+3))
*1e5,hdivg(uvel(t+3),vvel(t+3))*1e5+0),1),0,-u)'

'ii=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+2),vvel(t+2))
*1e5,hdivg(uvel(t+2),vvel(t+2))*1e5+0),1),0,-u)'

'jj=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+1),vvel(t+1))
*1e5,hdivg(uvel(t+1),vvel(t+1))*1e5+0),1),0,-u)'

'm=const(const(maskout(hdivg(uvel,vvel)*1e5,hdivg(uvel,vvel)
*1e5+0),1),0,-u)'
* tira a media por dias, encontrado os sistemas parados por 4 dias
    'divgr= (c+d+e+f+g+h+i+j+m+cc+dd+ee+ff+gg+hh+ii+jj)/4'
* pega apenas aqueles que ficaram acima de 3 dias parados
    'findiv=const(const(maskout(divgr,divgr-3),1),0,-u)'

* convergencia umidade 850
    'set lev 1000'

```

```

* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias antes
  'c=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-8)*umes(t-8),vvel(t-8)*umes(t-
8))*1e7,-hdivg(uvel(t-8)*umes(t-8),vvel(t-8)*umes(t-8))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'd=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-7)*umes(t-7),vvel(t-7)*umes(t-
7))*1e7,-hdivg(uvel(t-7)*umes(t-7),vvel(t-7)*umes(t-7))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'e=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-6)*umes(t-6),vvel(t-6)*umes(t-
6))*1e7,-hdivg(uvel(t-6)*umes(t-6),vvel(t-6)*umes(t-6))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'f=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-5)*umes(t-5),vvel(t-5)*umes(t-
5))*1e7,-hdivg(uvel(t-5)*umes(t-5),vvel(t-5)*umes(t-5))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'g=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-4)*umes(t-4),vvel(t-4)*umes(t-
4))*1e7,-hdivg(uvel(t-4)*umes(t-4),vvel(t-4)*umes(t-4))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'h=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-3)*umes(t-3),vvel(t-3)*umes(t-
3))*1e7,-hdivg(uvel(t-3)*umes(t-3),vvel(t-3)*umes(t-3))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'i=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-2)*umes(t-2),vvel(t-2)*umes(t-
2))*1e7,-hdivg(uvel(t-2)*umes(t-2),vvel(t-2)*umes(t-2))*1e7+0),1),0,-
u) '
  'j=const(const(maskout(hdivg(uvel(t-1)*umes(t-1),vvel(t-1)*umes(t-
1))*1e7,-hdivg(uvel(t-1)*umes(t-1),vvel(t-1)*umes(t-1))*1e7+0),1),0,-
u) '
* procura apenas sistemas parados por mais de 2 dias antes

'cc=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+8)*umes(t+8),vvel(t+8)*umes(t+8))
*1e7,-hdivg(uvel(t+8)*umes(t+8),vvel(t+8)*umes(t+8))*1e7+0),1),0,-u) '

'dd=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+7)*umes(t+7),vvel(t+7)*umes(t+7))
*1e7,-hdivg(uvel(t+7)*umes(t+7),vvel(t+7)*umes(t+7))*1e7+0),1),0,-u) '

'ee=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+6)*umes(t+6),vvel(t+6)*umes(t+6))
*1e7,-hdivg(uvel(t+6)*umes(t+6),vvel(t+6)*umes(t+6))*1e7+0),1),0,-u) '

'ff=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+5)*umes(t+5),vvel(t+5)*umes(t+5))
*1e7,-hdivg(uvel(t+5)*umes(t+5),vvel(t+5)*umes(t+5))*1e7+0),1),0,-u) '

'gg=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+4)*umes(t+4),vvel(t+4)*umes(t+4))
*1e7,-hdivg(uvel(t+4)*umes(t+4),vvel(t+4)*umes(t+4))*1e7+0),1),0,-u) '

'hh=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+3)*umes(t+3),vvel(t+3)*umes(t+3))
*1e7,-hdivg(uvel(t+3)*umes(t+3),vvel(t+3)*umes(t+3))*1e7+0),1),0,-u) '

'ii=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+2)*umes(t+2),vvel(t+2)*umes(t+2))
*1e7,-hdivg(uvel(t+2)*umes(t+2),vvel(t+2)*umes(t+2))*1e7+0),1),0,-u) '

'jj=const(const(maskout(hdivg(uvel(t+1)*umes(t+1),vvel(t+1)*umes(t+1))
*1e7,-hdivg(uvel(t+1)*umes(t+1),vvel(t+1)*umes(t+1))*1e7+0),1),0,-u) '
  'm=const(const(maskout(hdivg(uvel*umes,vvel*umes)*1e7,-
hdivg(uvel*umes,vvel*umes)*1e7+0),1),0,-u) '
* tira a media por dias, encontrado os sistemas parados por 4 dias
  'conv8=(c+d+e+f+g+h+i+j+m+cc+dd+ee+ff+gg+hh+ii+jj)/4'
* pega apenas aqueles que ficaram acima de 3 dias parados
  'fincon=const(const(maskout(conv8,conv8-3),1),0,-u) '
* soma prec, role, omega, div e conv
  'totalf=finprc+finolr+finomg+findic+fincon'

```

```

* aquele que tiver uma combinacao maior mais do que 4 variaveis
  'totaf1=const(maskout(totalf,totalf-4),0,-u)'
  'd totaf1'
* 'd fim'
  'cbar'
* pega o valor medio na area abaixo
  'd aave(totaf1,lon=-55,lon=-26,lat=-30,lat=-10)'
  vara=subwrd(result,4)
  say vara' 'dat
  'draw title 'dat' 'i
* se este valor for maior que 0.4 considera ZCAS
  if(vara>=0.4)
    ii=i+8
    iii=i-8
*pega o t ao redor do tempo analisado
  'set t 'iii' 'ii
  'q dims'
  oba=sublin(result,5)
* escreve em um arquivo de saida
  rc=write('teste'date'.txt',oba)
  endif
* soma dia +1
  i=i+4

  endwhile
  'quit'

return

```



## **APÊNDICE B – Paper Theoretical and Applied Climatology**

# Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model

José Fernando Pesquero · Sin Chan Chou ·  
Carlos Afonso Nobre · José Antonio Marengo

Received: 25 September 2008 / Accepted: 11 February 2009  
© Springer-Verlag 2009

**Abstract** This study shows the results from a regional climate simulation of the present-day climate, corresponding to the period 1961–1970 over South America, using the regional Eta Model nested within the HadAM3P model from the UK Hadley Centre. The simulation analysis is focused on assessing the capability of the nested regional model in representing spatial patterns of seasonal mean climate and the annual cycle of precipitation and temperature. The goals of this 10-year run for South America are to verify if the Eta Model can be used in climate-change scenarios and to verify if this model has the ability to generate added value for the South American continent. The Eta Model was chosen because there are few investigations using the Eta Model for long integrations over South America and because the vertical coordinate system used in this model is recommended for use over South America due to the presence of the Andes range. In the present 10-year simulation, the regional model reproduced many of the South American mesoscale climate features and together added new value to the driver model. Value was also added to the driver model by reducing seasonal biases in austral winter relative to austral summer. The regional model also exhibits better performance in the representation of low-level circulation, such as the topographically induced north-westerly flux.

## 1 Introduction

Atmospheric general circulation models (AGCMs) are useful tools for representing the evolution of atmospheric

processes at different time scales, ranging from weather to climate. Due to the large domain covered, the typical spatial resolutions of AGCMs are the order of a few hundred kilometers. Therefore, AGCMs are not able to handle the large number of feedback processes occurring on subgrid scales controlled by local features such as topography, shorelines, vegetation, and lakes. These small-scale processes, as well as subgrid turbulent heat and momentum fluxes, cannot be described in detail by AGCMs. The use of regional climate models makes it possible to deal with these scales. These models can be used for climate simulations on decadal time scales and are better able to take into account subgrid scale climate feedback mechanisms. Outside the domain of the regional model, surface conditions such as sea surface temperature (SST), ocean ice, and three-dimensional atmospheric fields are generally provided by the global model. During the last decade, the regional climate models with horizontal resolutions on the order of 10–20 km or higher have become available to represent atmospheric conditions.

Some of the first regional climate model simulations were the January climatology simulations over western North America carried out by Giorgi (1990) using the Pennsylvania State University (MM4) mesoscale model with 60 km resolution. The simulations were driven by two versions of the global Community Climate Model (CCM), one with a horizontal grid resolution of  $4.5 \times 7.5^\circ$  and the other with a resolution of  $2.89 \times 2.89^\circ$ . The nested MM4 results were similar to the CCM simulations, but the precipitation and temperature fields showed better results than the CCM due to the higher resolution of the regional model. The frequency of intense daily precipitation showed good agreement with observations.

Lateral boundary conditions, from the driver model, are important in the nesting procedure because they are the

---

J. F. Pesquero (✉) · S. C. Chou · C. A. Nobre · J. A. Marengo  
National Institute for Space Research (INPE),  
São José dos Campos, São Paulo, Brazil  
e-mail: fernando.pesquero@cpotec.inpe.br

source of biases being introduced into the regional model. To study the magnitude of this problem, Nobre et al. (2001) used the output of the ECHAM3 global model from January to April of 1999 to drive the Regional Spectral Model (RSM) on an 80-km grid. A second nesting was used to drive the RSM on a 20-km grid meshed with the 80-km grid output. The sea surface temperature used for lower boundary conditions was forecast over the tropical oceans. The results showed that the 80-km grid regional model had better precipitation fields than the global model, with reductions in the seasonal bias and root mean square error (RMSE). The 20-km model exhibited larger errors, with spatial precipitation patterns following the local topography. The 80-km regional model showed better representation of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) position over the Atlantic than the 20-km grid RSM and ECHAM3. Both regional climate models showed better spatial and temporal precipitation distribution and exhibited less spread than the other models studied. These errors can be associated with the nesting procedure, where the 20-km model was driven by contour values with errors transmitted from the two models. Chou et al. (2000) showed that lateral boundary conditions had a larger impact than lower boundary conditions in long-term Eta Model simulations of South American climate.

The Brazilian Center for Weather Forecasts and Climate Studies (CPTEC) has used the Eta Model operationally since 1996 to provide weather forecasts over South America. Due to its vertical coordinate system, the Eta Model is able to produce satisfactory results in regions with steep orography such as the Andes range. Chou and Tanajura (2002) conducted one of the first experiments of 1 month continuous integration with a seasonal regional model for South America. This work clearly displayed added value for the dry season and good results for the summer period, as compared with global model results (Chou et al. 2005). The Eta Model was used to investigate precipitation predictability at different time scales (seasonal, monthly, and weekly) over South America (Chou et al. 2005). The lateral boundary conditions used in this work were obtained from the CPTEC GCM forecast at T62L28. Twelve overlapping 4.5-month time integrations were performed from February, 2002 to February, 2003. The CPTEC GCM forecasts comparisons with Eta showed that the Eta Model provided considerable improvement over the driver model. The assessment of the Eta Model seasonal forecasts against climatology showed that, in general, the model produced additional useful information over climatology. Based on ten consecutive Januaries (1991–2000), Fernandes et al. (2006) investigated the ability of two regional models—the RegCM3 and the Eta Model—to simulate the mean climatological characteristics of the quasistationary circulation over South America. In general, the RegCM3 and Eta models showed, respectively,

negative and positive biases for surface temperature in almost all regions over South America. The Eta Model exhibited better results in simulations of upper- and lower-level circulation and precipitation fields. In general, over the Amazon (AM), neither model was able to correctly simulate precipitation. Pisnichenko et al. (2008) described two time-slice integrations of the Eta Model driven by the HadAM3P Atmospheric Global Climate Model (Gordon et al. 2000). One time slice was for the period 1961 to 1990; the other was from 2071 to 2100. The results of Pisnichenko showed precipitation fields with a strong negative bias over a large part of South America during the summer for present-climate simulations and slightly less precipitation activity along the Atlantic ITCZ for the same period.

The RegCM3 regional climate model driven by HadAM3P outputs was also used to simulate 10 years of present climate over South America (Rocha et al. 2003). The model used 60-km horizontal resolution and 23 vertical levels. The results showed that the annual precipitation cycles simulated over the Amazon by the global and regional models are in good agreement. Both model runs had negative biases over the Amazon region from January to September. Relative to the HadAM3P, the RegCM3 provided only a poor indication of the beginning of the rainy season between October and November. The annual maximum temperature of the RegCM3 occurred in October, which does not agree with observations. More recently, Solman et al. (2008) presented a simulation of present-day climate, 1981–1990, over southern South America using the MM5 model (Grell et al. 1993). The simulation was evaluated in terms of seasonal means, interannual variability, and extreme events. In general, maximum temperatures were better represented than minimum temperatures. The warm bias was larger during austral summer for maximum temperatures and during austral winter for minimum temperatures, mainly over central Argentina. They concluded that the regional model is capable of reproducing the main regional seasonal features.

In this work, the results will be analyzed over South America to investigate the circulation patterns for summer and winter periods, looking at precipitation and near-surface temperature regimes. The goal of this work is to validate the modified Eta Model for use in Climate Simulations (Eta/CS) and to assess the progress due to the regionalization process. This work is an initial step in the preparation of the model for use in climate change studies as part of a project to conduct impact studies of different SRES over South America. The investigation focuses on near-surface air temperature and precipitation over land areas within the domain, because of the importance of these fields for climate impact studies. It also focuses on the availability of observed datasets for model validation and the possibility of comparison with previous work, such as Ambrizzi et al. (2007) and Solman et al. (2008). Moreover, some assessment of upper-air circulation

patterns is also presented in order to better assess model behavior. The HadAM3P outputs were used as the available conditions during the development of this work. In the future, a Coupled General Circulation Model should be available as well. A brief description of the model and the experimental design are presented in Section 2, and simulation results are discussed in Section 3. Some final conclusions are drawn in Section 4.

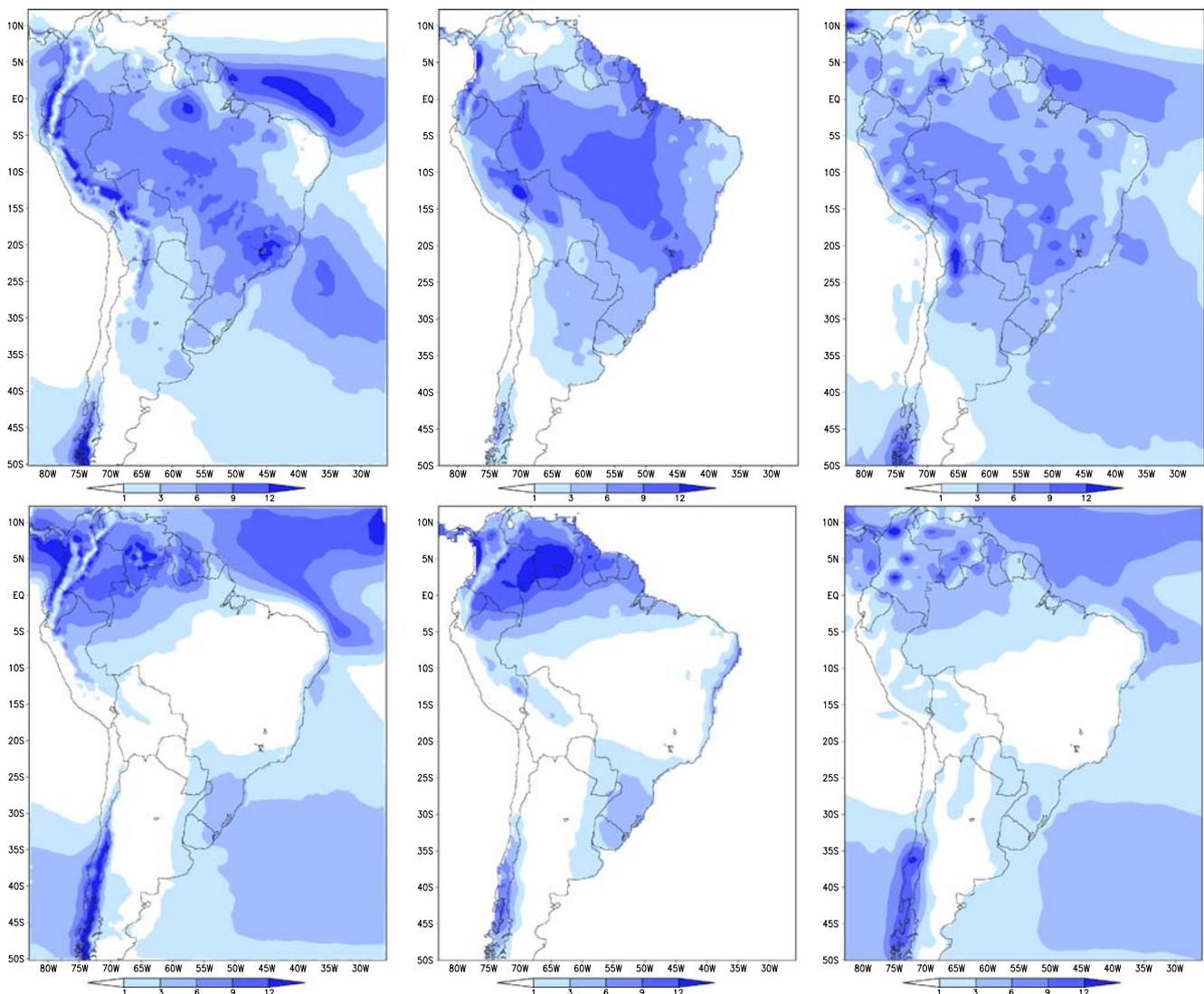
## 2 Model descriptions

### 2.1 Eta

The regional climate will be simulated using the Eta Model (Mesinger et al. 1988) developed at Belgrade University and operationally implemented by the National Centers for

Environmental Prediction (Black 1994). This model has been used in studies of seasonal forecasts over South America (Bustamante et al. 2006; Chou et al. 2005) where the forecasts were improved with respect to the driver global model, which had a resolution of T62.

The model is established with 38 vertical levels with the top of the model at 25 hPa and uses the *eta* vertical coordinate (Mesinger 1984). A detailed description of the dynamic component of the model is given by Mesinger (1984). The treatment of turbulence is based on the Mellor–Yamada level 2.5 procedure (Mellor and Yamada 1974); the radiation package was developed by the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, with long wave and solar radiation parameterized according to Fels and Schwarzkopf (1975) and Lacis and Hansen (1974), respectively. The Eta Model uses the Betts–Miller (Betts and Miller 1986) scheme modified by Janjic (Janjic 1994) to parameterize deep and



**Fig. 1** 1961–1970 DJF (*top*) and JJA (*bottom*) seasonal mean precipitation (mm/day) for Eta (*left*), CRU (*center*), and HadAM3P (*right*)

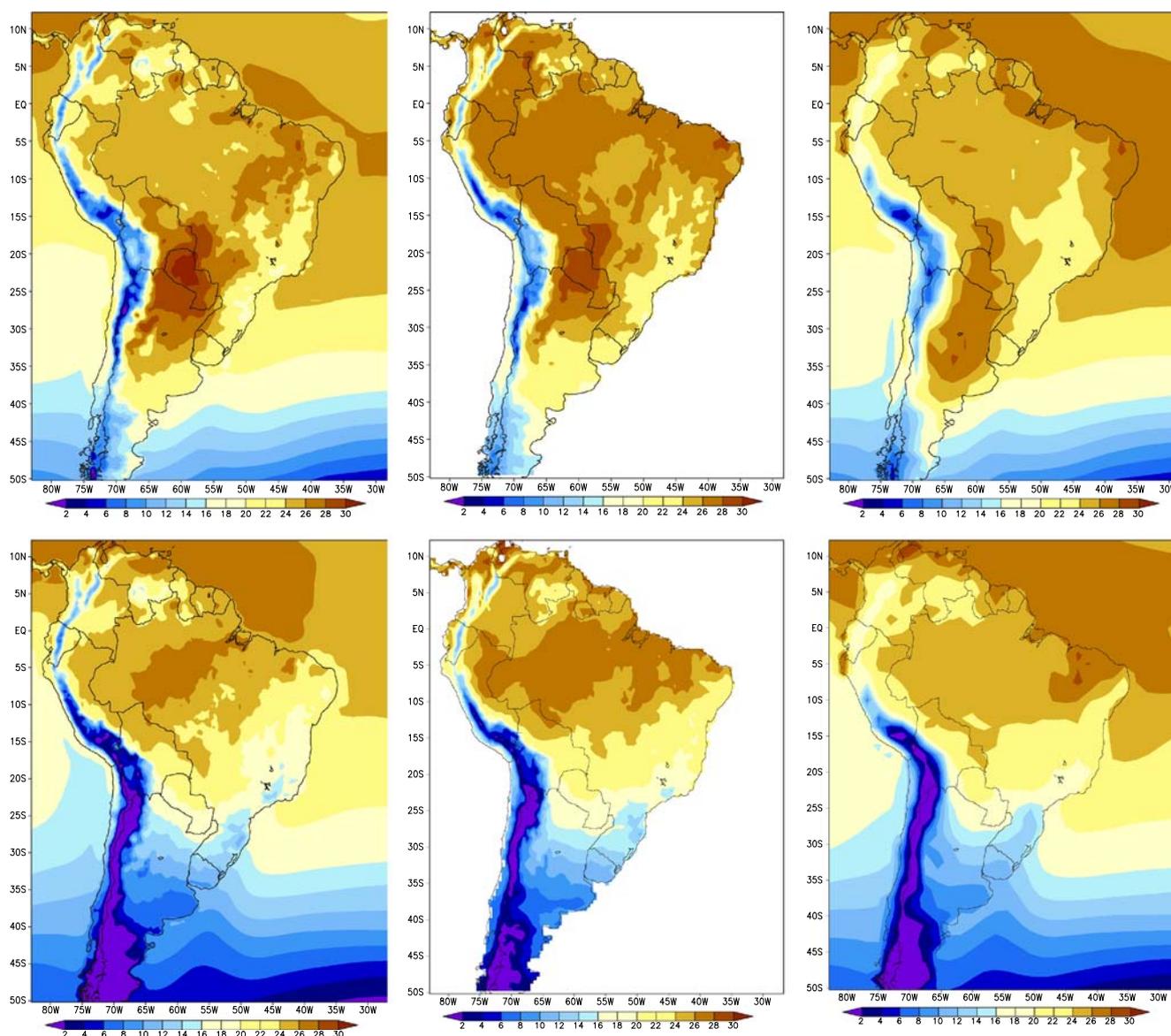
shallow cumulus convection. Cloud microphysics uses the Ferrier (2002) scheme. The land-surface transfer processes are parameterized by the NOAH scheme (Chen et al. 1997).

One of the modifications of the CS Eta version was in using SST derived from monthly mean observed data. The model updates daily SST by means of linear interpolation. The major modification is the 360-day calendar year, which is necessary in order to treat the HadAM3P as lateral boundary conditions.

## 2.2 HadAM3P

The HadAM3P model resolution is 1.25° latitude by 1.875° longitude. Details of the model characteristics can be found

in Pope et al. (2000). The HadAM3P present-climate simulations from 1961 to 1970 were initialized with atmospheric and land surface conditions from the Coupled Ocean–Atmosphere Global Climate Model from the Hadley Centre (HadCM3) and forced with observed sea surface temperature and sea-ice distributions from the Hadley Centre. The distribution of different types of vegetation was held constant during the integration period. The HadAM3P output files provide the following prognostic variables: specific humidity, potential temperature, mean sea level pressure, and horizontal winds. These variables are available every 6 h. The model is hydrostatic and uses an Arakawa-B grid and a hybrid vertical coordinate with 19 levels.



**Fig. 2** 1961–1970 DJF (*top*) and JJA (*bottom*) seasonal mean near-surface temperature (°C) for Eta (*left*), CRU (*center*), and HadAM3P (*right*)

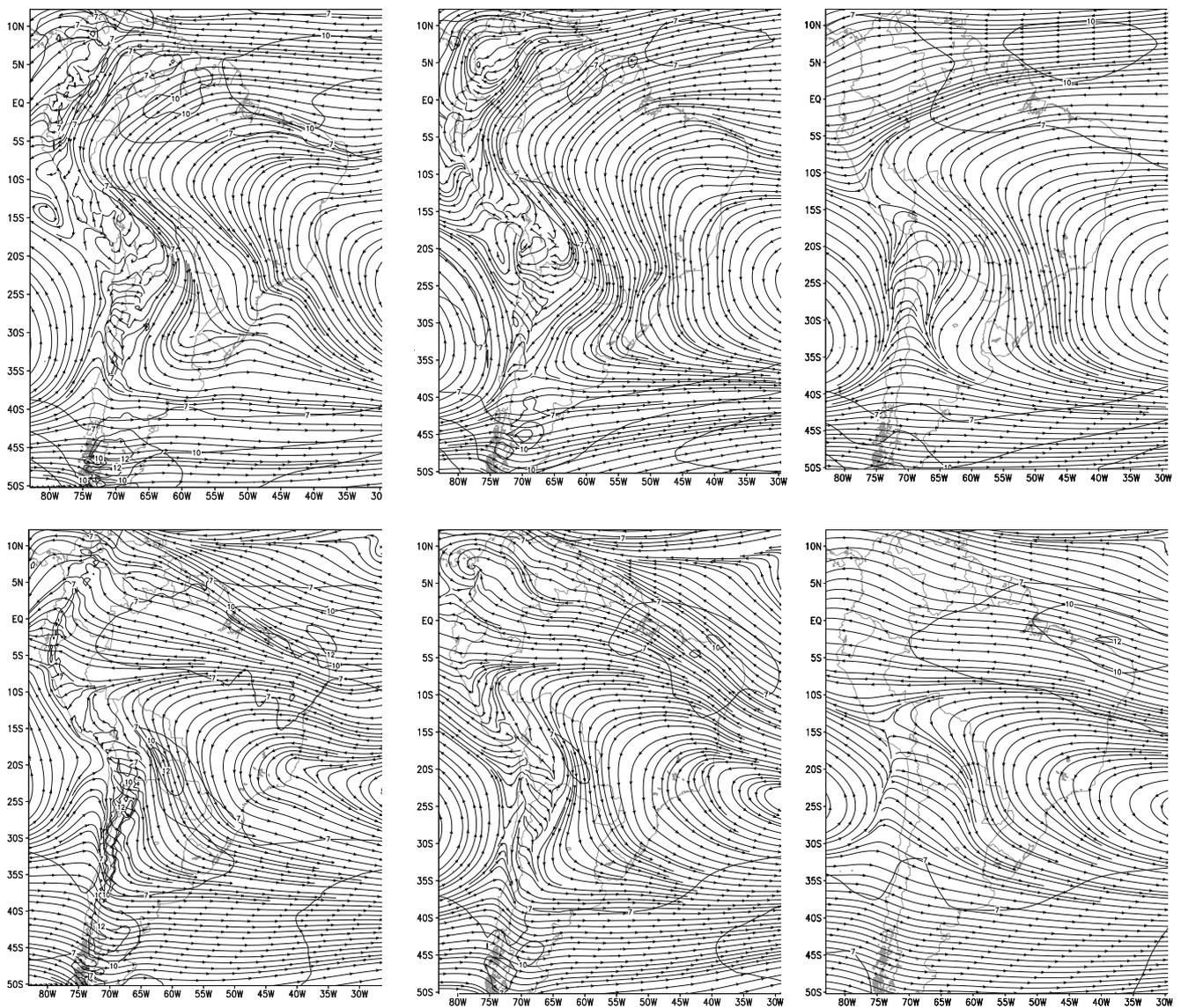
### 2.3 Observed data

The ERA40 reanalysis (Upalla et al. 2005) is used for a climate simulation assessment for the years 1961–1970. The ERA40 reanalysis used here has monthly output files and a spatial resolution of  $1.25 \times 1.25^\circ$  grid size. The Climate Research Unit (CRU; Mitchell et al. 2003) from East Anglia University is available over a  $0.5 \times 0.5^\circ$  horizontal grid with monthly means of 1.5-m temperature and precipitation data from 1901–1999. The CRU precipitation and temperature will be compared against the Eta simulations of these variables.

### 2.4 Experimental design

The Eta Model was run continuously for the 10-year (1961–1970) simulation with HadAM3P as boundary

conditions, which were updated every 6 h. The Eta Model has a horizontal resolution of 40 km and 38 vertical levels. Figure 6 shows the area used for the Eta model, from the latitude of  $50.2^\circ$  S to  $12.2^\circ$  N and from the longitude of  $83^\circ$  W to  $25.8^\circ$  W. The model was initialized at 00z January 1, 1960 and the simulation extended to the end of 1970. The period was chosen to compare this climate simulation with four other regional climate simulations over South America that also began in 1961. These other simulations are described by Ambrizzi et al. (2007). A 1-year period for atmospheric spin-up was allowed. The Eta Model results are compared with the HadAM3P model and ERA40 for wind and sea level pressure and with HadAM3P and CRU data for precipitation and near-surface temperature.



**Fig. 3** 1961–1970 DJF (*top*) and JJA (*bottom*) seasonal mean wind at 850 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) for Eta (*left*), ERA40 (*center*), and HadAM3P (*right*)

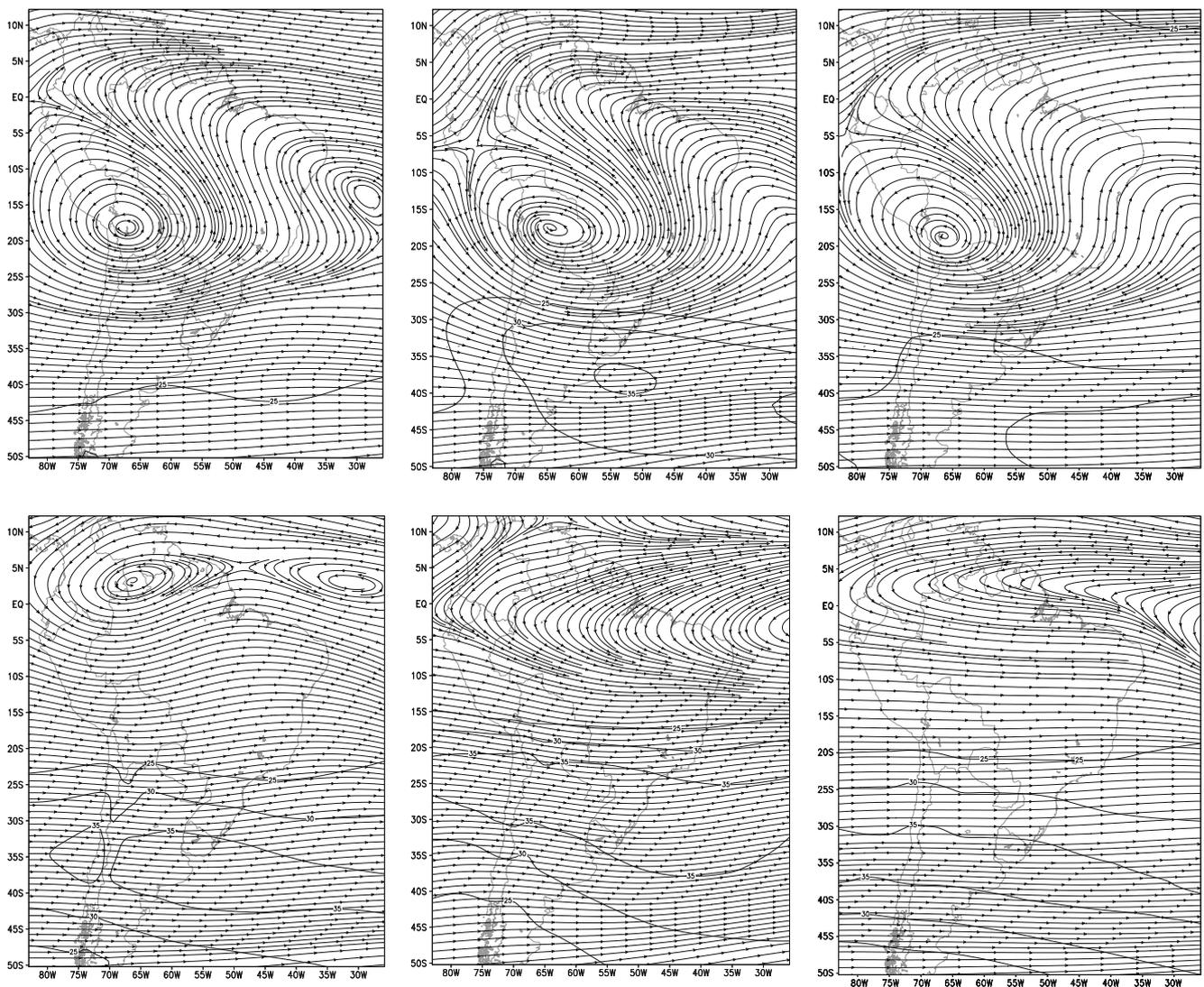
### 3 Results

#### 3.1 DJF and JJA seasonal means

Due to differences in parameterization, resolution, and topography, it is important to analyze how well the Eta Model is able to describe seasonal spatial distribution and intensity of certain selected meteorological variables. The analyzed variables are wind fields at 850 and 200 hPa, precipitation, near-surface temperature, and sea level pressure. The contrasting seasons of December–January–February (DJF; the austral summer) and June–July–August (JJA; the austral winter) are used for evaluation of model performance over the period 1961–1970.

#### 3.1.1 Precipitation

Figure 1 shows the 1961–1970 DJF and JJA seasonal mean precipitation for the Eta and HadAM3P models together with the CRU precipitation data. During DJF, the Eta Model shows the major summer circulation features over South America, such as the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and the ITCZ. The maximum precipitation associated with the SACZ is underestimated by the Eta Model over central and northern Brazil and overestimated over southeastern Brazil. The HadAM3P model exhibits weaker ITCZ and SACZ summer configurations, but underestimates the summer precipitation more than the Eta Model does over central and northern Brazil. The ITCZ precipitation intensity over the northern coast of South



**Fig. 4** 1961–1970 DJF (*top*) and JJA (*bottom*) seasonal mean wind at 200 hPa ( $\text{m s}^{-1}$ ) for Eta (*left*), ERA40 (*center*), and HadAM3P (*right*)

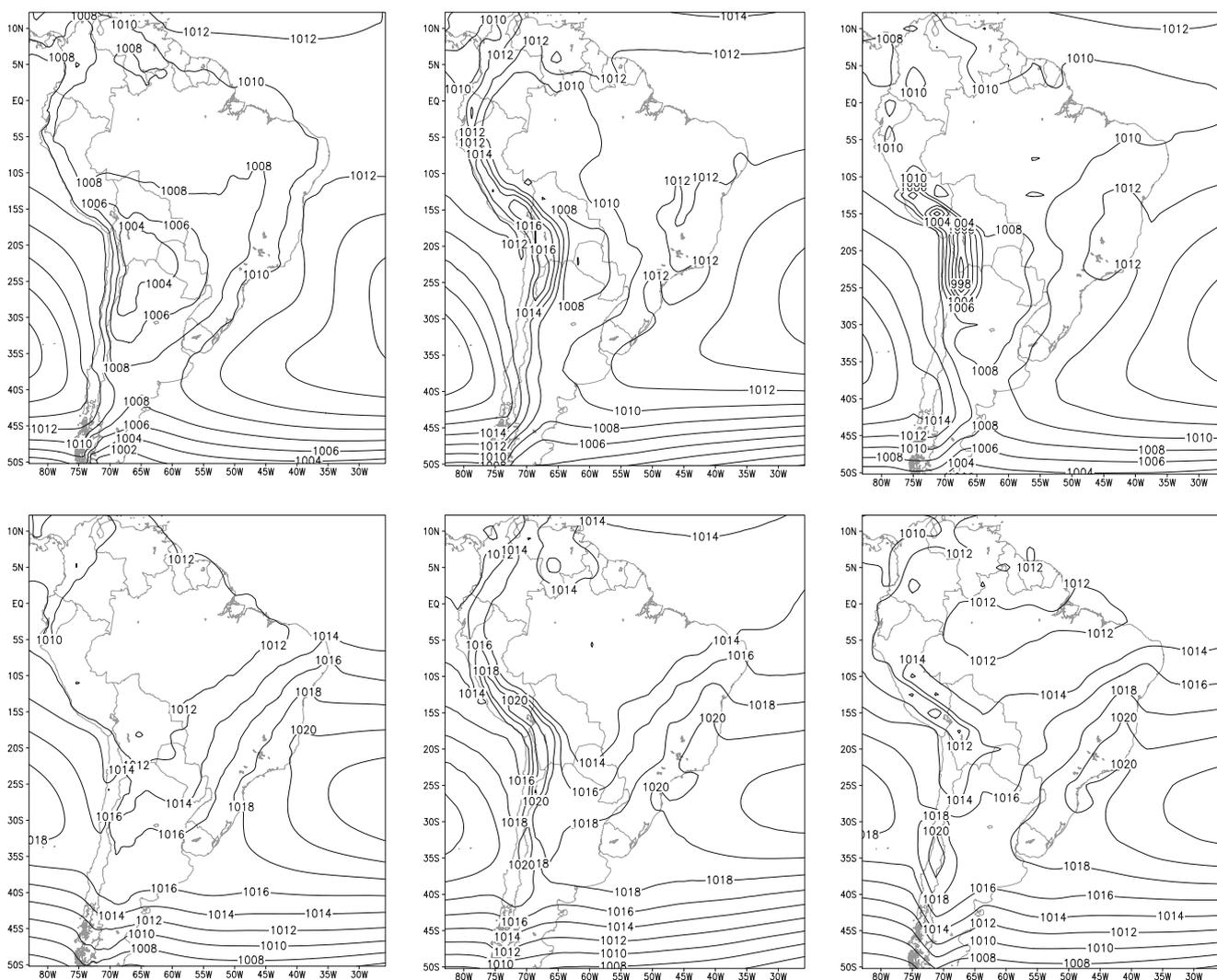
America (from HadAM3P) is weaker and has an insufficient seasonal volume when compared with Eta and CRU data. During the austral summer, the high precipitation values over southeastern Brazil in the Eta Model are due to the extra air mass ascent produced by the local topography. Significant differences between the Eta Model and the CRU data are noticeable over northeastern (NE) Brazil; however, the HadAM3P generated results closer to observed precipitation while the Eta underestimated the values. For the JJA season, precipitation does not occur in the interior of the continent, but is present over southern Brazil and Uruguay, northern South America, and the eastern coast of northeastern Brazil. The Eta Model captures this precipitation pattern. The HadAM3P underestimates the precipitation values but captures the spatial distribution.

In general, the broad-scale precipitation and the seasonal contrast is well captured by Eta Model. For the whole of

South America, the simulated present climate is better represented in JJA than in DJF. The improvement of the Eta precipitation simulations over HadAM3P is more significant in DJF than in JJA, when both models show very similar precipitation patterns and precipitation is reduced in the central part of the continent. The Eta Model has more detailed topography than HadAM3P and therefore can produce larger amounts of precipitation near the higher elevation areas. This is a common feature for regional simulations over mountainous terrain (Leung et al. 2003).

### 3.1.2 Near-surface temperature

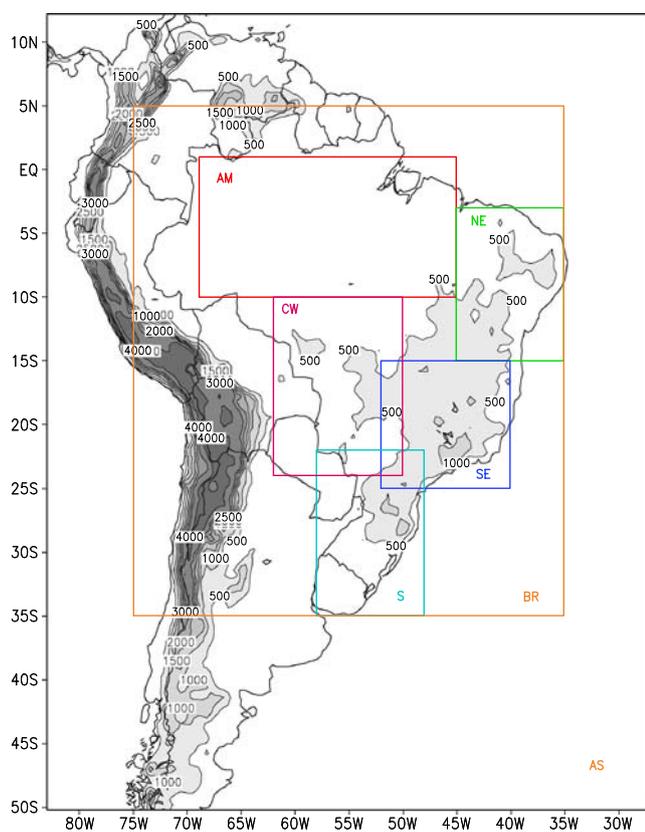
Figure 2 shows the 1961–1970 DJF and JJA seasonal mean near-surface temperature from the Eta and HadAM3P models and CRU observed temperature data. The effects of the Eta Model higher-resolution topography are appar-



**Fig. 5** 1961–1970 DJF (*top row*) and JJA (*bottom row*) seasonal mean sea level pressure (hPa) for Eta (*left*), ERA40 (*center*), and HadAM3P (*right*)

ent. During DJF, the Eta Model exhibits a positive temperature bias over Paraguay and a cold bias over the Amazon region, similar to the pattern of the HadAM3P bias. During DJF and JJA, over the south (S) and southeastern (SE) regions of Brazil, the Eta model shows a near-surface temperature configuration that is very similar to the CRU data. During JJA, the Eta Model exhibits a weak negative bias over northeastern Brazil, and the HadAM3P again shows a weaker negative bias over the Amazon region (similar to that of DJF).

In general, the near-surface temperature configuration from the Eta and HadAMP3 models shows weak differences during the two seasons. Most of the differences are from 1°C to 2°C and are related to the different topographical resolutions. The added value by the Eta Model near-surface temperature simulations was clearer during DJF and JJA for southeastern and southern Brazil. In general, for the whole South America region, the Eta simulation of present climate showed clearer improvements over the HadAM3P simulation in JJA than in DJF, except for northeastern Brazil, when verified against CRU.



**Fig. 6** Domain and topography of evaluated areas. The colored squares refer to regions for which an annual cycle verification was carried out: AM Amazon, NE northeast, SE southeast, S south, CW center-west, BR Brazil, AS whole South America continent. Topography height contours are drawn every 500 m from 0 to 2,000 m and every 1,000 m thereafter. Heights greater than 500 m are shaded

### 3.1.3 850 and 200-hPa circulation

The low-level jet (LLJ) is an important feature of the moisture source at subtropical latitudes, flowing from northern to southern South America. Saulo et al. (2000) used the Eta model in short-term integrations to show the LLJ core to be located at around 850 hPa and 17° S. They showed that the Eta Model has good skill in representing the LLJ structure over South America. Figure 3 shows the 1961–1970 850-hPa DJF and JJA seasonal mean circulation from the Eta and HadAM3P models together with the ERA-40 reanalysis data. The northwesterly along the eastern slope of the Andes is shown in both high- and low-resolution simulations, but the intensity is better captured at higher resolutions of the Eta Model and ERA-40. To the north of 5° S, near the equatorial Atlantic, trade wind strength is overestimated during DJF and JJA by the Eta and HadAM3P models; this bias may have partly originated from the HadAM3P model. For JJA and DJF, only the Eta Model and ERA-40 show the effect of the Andes on the downwind flow. During DJF over Southern Brazil, mainly over the Atlantic coast, there is a northwesterly flow in the Eta model and a northerly flow in the HadAM3P model and ERA-40. In general, the Eta Model showed the main characteristics of the seasonal low-level circulation over South America and, in particular, the northwesterly flow along the east flank of the Andes.

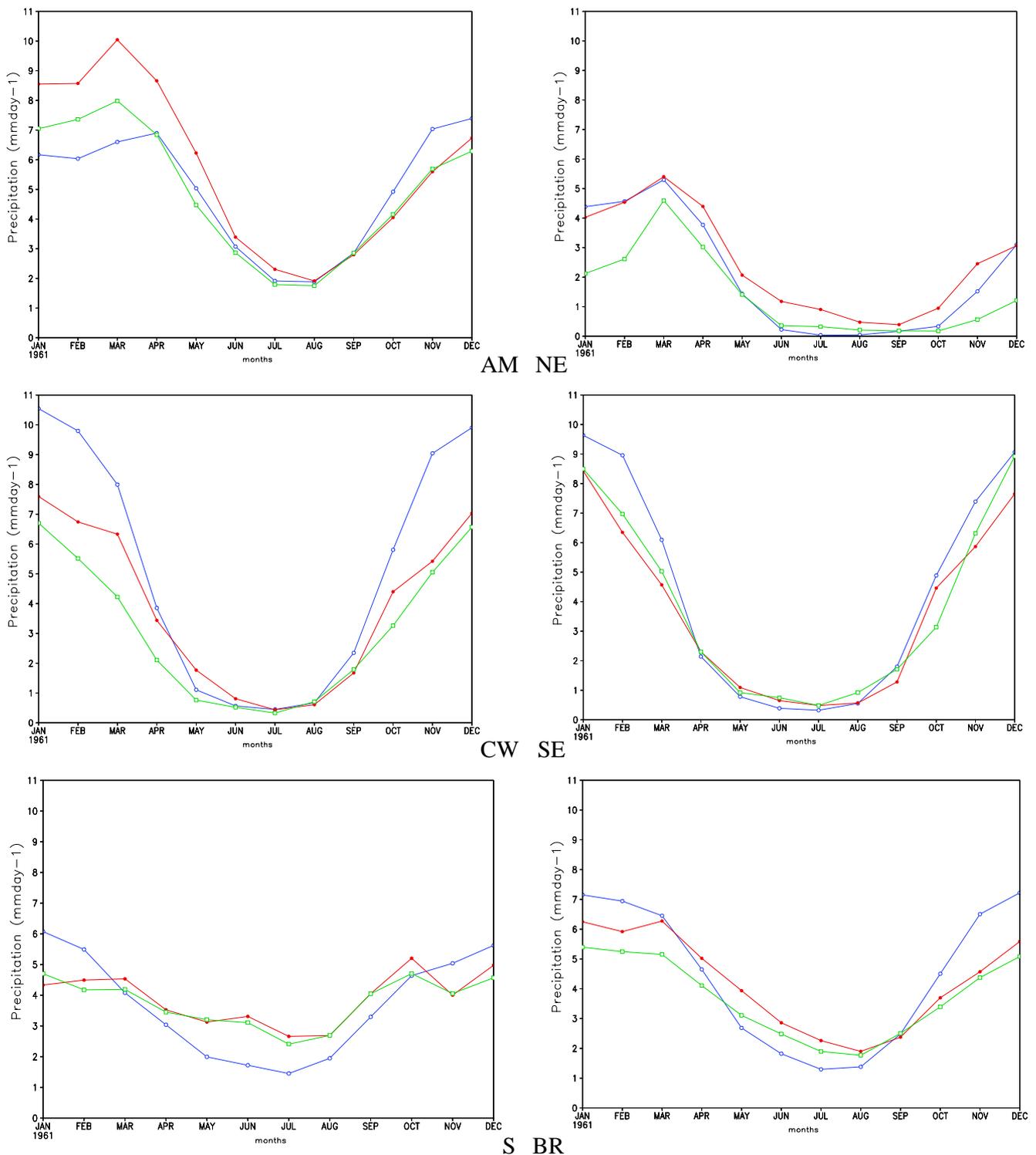
Figure 4 shows the 1961–1970 DJF and JJA seasonal mean circulation at 200 hPa from the Eta and HadAM3P models together with ERA40 reanalysis data. For the DJF period, the models showed good agreement in the upper-air circulation patterns over South America, such as the anticyclonic circulation or Bolivian High and the trough over northeastern Brazil. In the vicinity of the subtropical jet stream, the wind velocity of the models is weaker than in the reanalysis. The upper-level Bolivian High is more intense in the Eta Model, which is probably caused by the stronger convective activity indicated by higher amounts of precipitation over the continent. For the JJA period, the model mean circulation pattern also shows good agreement with the reanalysis. In JJA, the Eta Model shows stronger convective activity occurring in the northern part of South America, which generated the upper-level anticyclonic circulation over this region. Both models show weak winds over most areas, mainly in the vicinity of the jet stream. The core of the jet stream in the reanalysis is at around 25° S with speeds of about 38 m/s. The Eta Model shows a weaker jet stream core displaced poleward.

At upper levels, the regional model does not provide clear added value to the wind description; however, most of the circulation patterns for DJF and JJA present in the reanalysis data are also shown in the Eta Model. The differences related to the weaker and poleward-displaced jet stream of the Eta Model during DJF and

JJA are biases coming partially from the HadAM3P model. However, for DJF, the Eta Model simulated a weaker upper-level jet stream than the HadAM3P model.

### 3.1.4 Mean sea level pressure

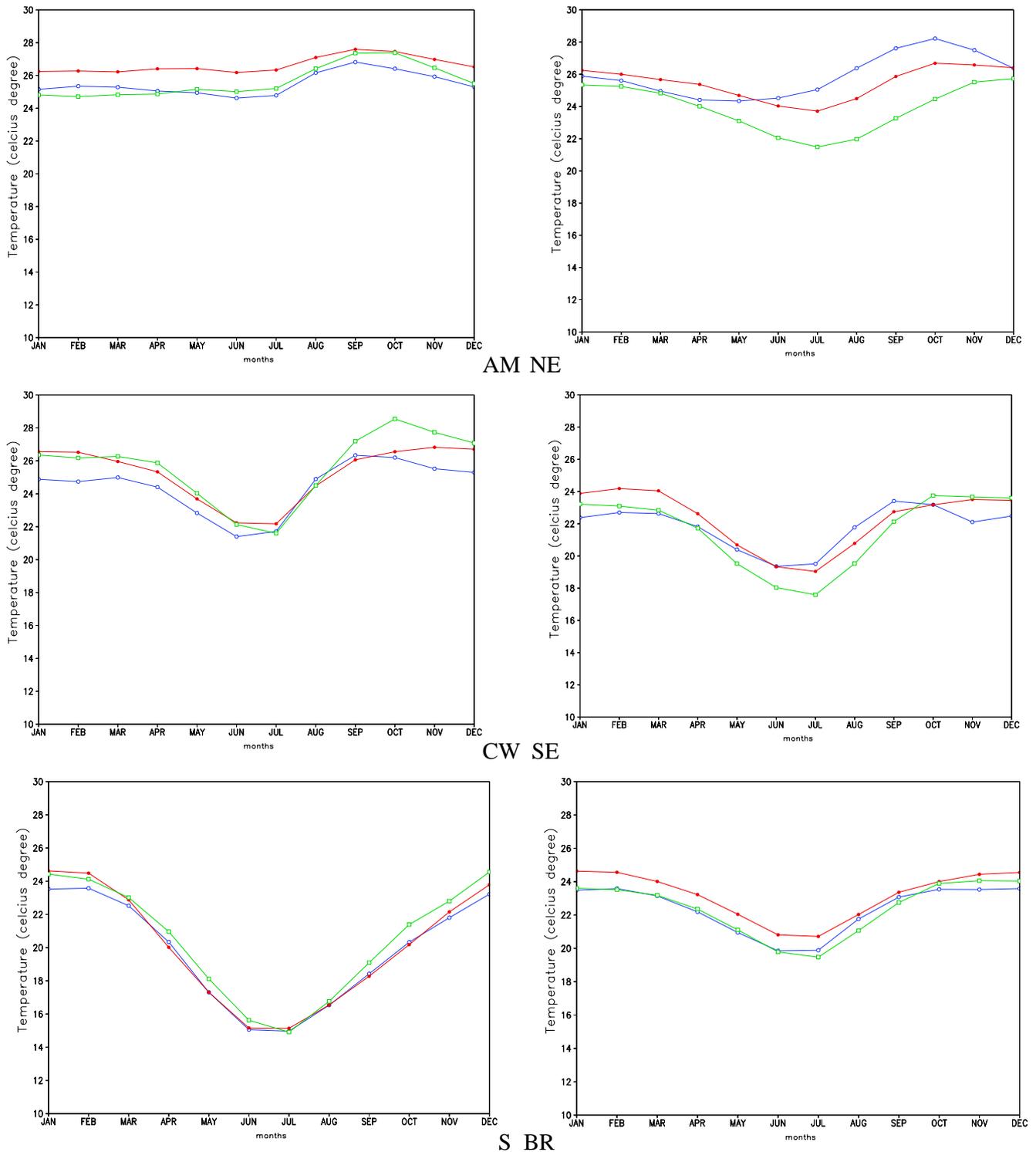
Figure 5 shows the 1961–1970 DJF and JJA mean sea level pressure for the Eta and HadAM3P models together with



**Fig. 7** Annual precipitation cycle (mm/day) for CRU (red), Eta (green), and HadAM3P (blue) over six of the regions referred to in Fig. 6. AM Amazon, NE northeastern, CW center-west, SE southeastern, S southern, BR Brazil

ERA40 reanalysis data. During DJF, the Eta Model shows the major summer pressure patterns, such as the thermal low over northern Argentina, although its strength is overestimated by about 3 hPa. This difference can be related to the effect of the

higher resolution of the Eta Model, which has a higher and narrower Andes topography than the HadAM3P model. In the Eta Model, the subtropical Atlantic high is weaker than in the reanalysis. The pressure differences shown between the model



**Fig. 8** Annual temperature cycle (°C) for CRU (red), Eta (green), and HadAM3P (blue) over six regions shown in Fig. 6. *AM* Amazon, *NE* northeastern, *CW* center-west, *SE* southeastern, *S* southern, *BR* Brazil

**Table 1** Eta and HadAM3P MAE, CC, RMSE, and bias for precipitation during DJF and JJA periods

	MAE		CC		RMSE		Bias		
	Eta	HadAM	Eta	HadAM	Eta	HadAM3P	Eta	HadAM	
AM	<b>2.99</b>	3.18	<b>0.18</b>	0.18	0.18	4.01	<b>-1.2</b>	-2.6	DJF
	1.34	<b>1.29</b>	<b>0.78</b>	0.77	<b>0.78</b>	<b>1.52</b>	-0.6	<b>-0.5</b>	JJA
NE	2.67	<b>2.19</b>	<b>0.45</b>	0.39	<b>0.45</b>	<b>2.85</b>	-2.2	<b>-0.4</b>	DJF
	<b>0.69</b>	0.91	<b>0.72</b>	0.52	<b>0.72</b>	1.12	<b>-0.4</b>	-0.8	JJA
SE	3.69	<b>3.64</b>	0.21	0.21	0.21	4.45	<b>0.5</b>	-1.5	DJF
	0.63	<b>0.49</b>	<b>0.58</b>	0.56	<b>0.58</b>	<b>0.66</b>	<b>0.08</b>	-0.3	JJA
S	<b>2.24</b>	2.50	<b>0.26</b>	0.23	<b>0.26</b>	3.07	-0.2	<b>0.13</b>	DJF
	1.99	<b>1.93</b>	<b>0.36</b>	0.21	<b>0.36</b>	2.45	<b>-0.2</b>	-1.0	JJA
CW	<b>2.81</b>	3.06	<b>0.55</b>	0.26	<b>0.55</b>	3.71	-1.1	<b>-1.0</b>	DJF
	<b>0.57</b>	0.62	<b>0.47</b>	0.39	<b>0.47</b>	<b>0.83</b>	<b>-0.1</b>	<b>-0.1</b>	JJA
BR	<b>2.66</b>	2.93	<b>0.53</b>	0.38	<b>0.53</b>	3.56	<b>-0.8</b>	-1.0	DJF
	<b>1.27</b>	1.48	<b>0.81</b>	0.75	<b>0.81</b>	1.74	-0.4	<b>-0.8</b>	JJA
AS	<b>2.57</b>	2.70	<b>0.55</b>	0.38	<b>0.55</b>	3.33	-0.8	-1.0	DJF
	<b>1.27</b>	1.83	<b>0.89</b>	0.75	<b>0.89</b>	2.19	-0.4	<b>-0.8</b>	JJA

Bold values are the better scores between Eta and HadAM3P

and the reanalysis for DJF are comparable in magnitude to those found over South America in other studies, such as Solman et al. (2008) and Rocha et al. (2003).

During JJA, the Eta Model shows the low pressure over northern Argentina in DJF that is weaker and shifted northward. Comparing Eta with HadAM3P, the pressure simulation for JJA shows more added value than for the DJF simulation. The differences for JJA compared against the reanalysis are minimal. The differences in the subtrop-

ical Atlantic high during DJF are related to a weaker bias from the driver model. There is added value in the Eta Model sea level pressure in JJA.

### 3.2 Precipitation and annual cycle of near-surface temperature

Due to the long-term model integration and the changes introduced into the Eta calendar, it is important to verify the

**Table 2** Eta and HadAM3P MAE, CC, RMSE, and bias for near-surface temperature during DJF and JJA periods

	MAE		CC		RMSE		Bias		
	Eta	HadAM	Eta	HadAM	Eta	HadAM	Eta	HadAM	
AM	1.52	<b>1.31</b>	<b>0.83</b>	0.34	1.69	<b>1.39</b>	-1.3	<b>-1.1</b>	DJF
	<b>1.25</b>	1.66	<b>0.50</b>	0.23	<b>1.41</b>	1.77	<b>0.6</b>	-1.4	JJA
NE	<b>1.35</b>	1.48	<b>0.56</b>	0.28	<b>1.51</b>	1.71	-2.2	<b>-0.3</b>	DJF
	2.29	<b>1.59</b>	<b>0.90</b>	0.87	2.39	<b>1.74</b>	<b>-0.6</b>	1.3	JJA
SE	<b>1.26</b>	1.43	<b>0.77</b>	0.62	<b>1.48</b>	1.71	<b>0.5</b>	-1.2	DJF
	1.78	<b>1.47</b>	0.80	<b>0.81</b>	1.98	<b>1.72</b>	<b>0.1</b>	0.7	JJA
S	1.61	<b>1.32</b>	<b>0.87</b>	0.75	1.91	<b>1.62</b>	<b>-0.2</b>	-0.7	DJF
	1.56	1.56	<b>0.91</b>	0.90	<b>1.90</b>	1.95	-0.2	<b>-0.1</b>	JJA
CW	<b>1.26</b>	1.64	<b>0.77</b>	0.76	<b>1.48</b>	1.86	<b>-1.1</b>	-1.6	DJF
	<b>1.43</b>	1.66	<b>0.81</b>	0.75	<b>1.67</b>	1.95	-0.1	-0.1	JJA
BR	<b>1.69</b>	1.72	<b>0.91</b>	0.90	<b>1.91</b>	1.93	<b>-0.8</b>	-1.0	DJF
	<b>1.71</b>	1.77	<b>0.96</b>	0.95	<b>1.92</b>	2.01	<b>-0.4</b>	-0.6	JJA
AS	1.74	<b>1.72</b>	<b>0.90</b>	0.88	<b>2.00</b>	2.03	<b>-0.9</b>	-1.1	DJF
	1.81	<b>1.80</b>	<b>0.93</b>	0.91	2.07	<b>2.06</b>	<b>-0.7</b>	-0.8	JJA

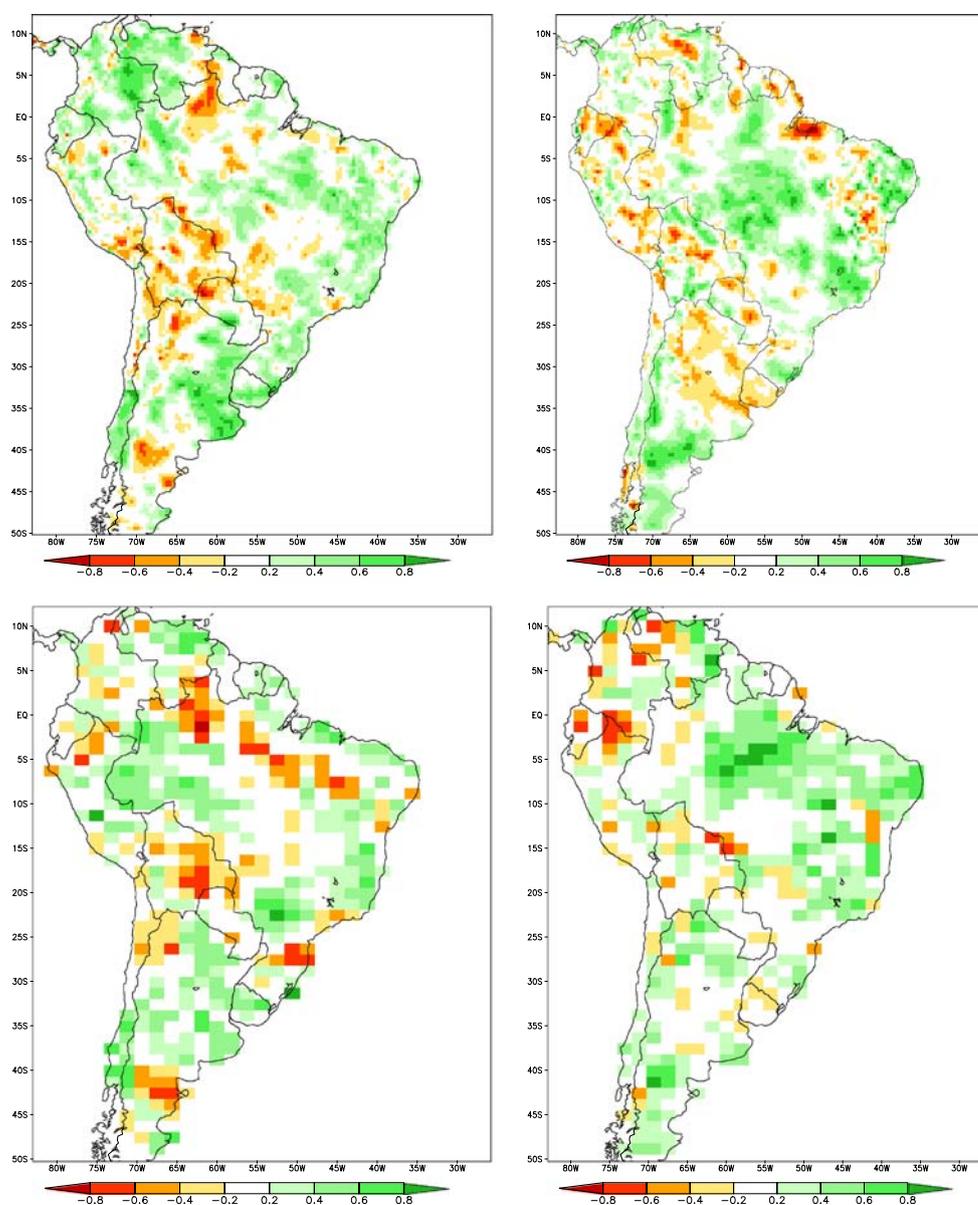
Bold values are the better scores between Eta and HadAM3P

annual cycle in different regions of the domain. These domains are described in Fig. 6, and this evaluation is considered only at land grid points where CRU data is available.

Figure 7 shows the annual precipitation cycle for the six selected areas indicated in Fig. 6. For the first 6 months of the year, the Eta Model showed better results than HadAM3P, except for in the central-west (CW) region. Some of the differences between CRU and Eta are from 0.5 mm/day in SE to 2.0 mm/day over the Amazon region. During the last 6 months of the year, the Eta and CRU showed similar results in five regions, but not in NE. For the first 6 months of the year, the Eta Model shows a negative bias relative to CRU data over all analyzed regions, reaching about  $-2.0$  mm/day in region AM. During the last 6 months, the Eta Model tries to correct this and diminishes the biases over five regions, but not in NE. In

general, the Eta Model showed good results for most of the year, the performance varying with seasonal cycle. In some cases, the Eta Model attempts to reduce the HadAM3P errors coming through the lateral boundary condition mainly during the dry months. The Eta Model generally keeps precipitation magnitude between the CRU and HadAM3P values. During the rainy months in the Amazon region, the HadAM3P model greatly underestimates precipitation with a mean bias of  $-3$  mm/day; however, this error decreases toward dry months. The models are biased in the rainy season and much less so in the dry season; the percentage error is small in the dry season. For northeast Brazil, both the HadAM3P and Eta models underestimate the precipitation throughout the year. The best simulations of the annual cycle of precipitation by the Eta Model were found to be over the AM, S, and SE regions. The annual

**Fig. 9** 1961–1970 DJF (*left*) and JJA (*right*) seasonal anomaly precipitation correlation for Eta (*top row*) and HadAM3P (*bottom row*)



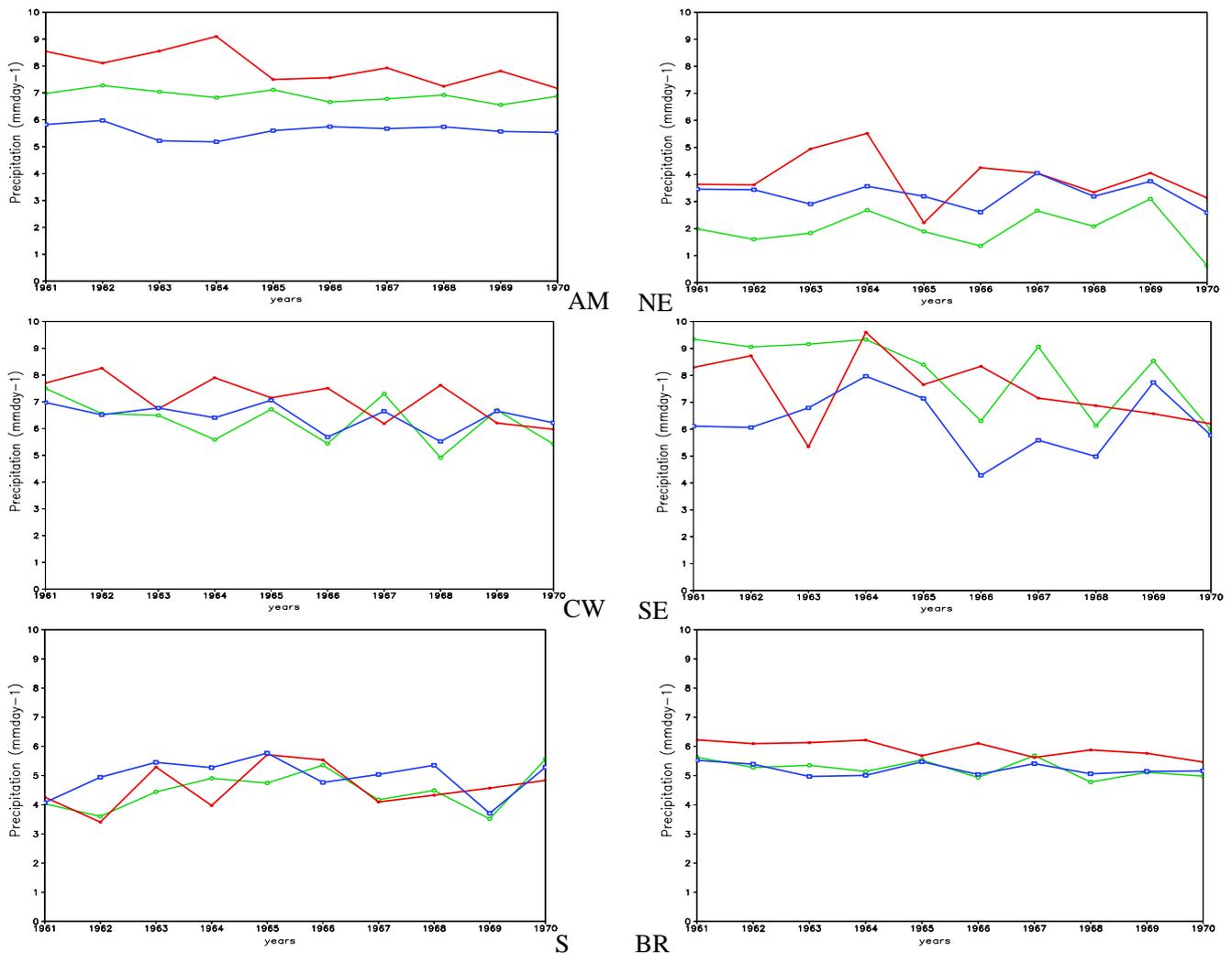
cycle of the Brazil region shows the Eta Model in better agreement with CRU than HadAM3P, mainly between the months of February and August.

Figure 8 shows the annual near-surface temperature cycle for the six selected areas indicated in Fig. 6. In general, the Eta annual cycle of temperature is similar to that of the CRU. The differences between CRU and Eta are on the order of 2.0°C over the NE region up to 0.5°C for the S region. Comparing the Eta Model against reanalysis data over the BR region, one can see a negative bias throughout the year. Over the BR region, the differences are smaller than 1°C during the first 6 months and smaller than 0.5°C in the last 6 months. The seasonal cycle is not well represented over the NE region by the HadAM3P model, where the coldest temperature occurs in May instead of July. For the NE region, the Eta Model showed a good annual cycle but a larger negative bias, with -2.5°C in July; however, the October maximum occurs later than in observed data. As in

the precipitation assessment, the best agreement among the models was in the Southern Brazil region. The smallest temperature bias was found in the S and CW regions.

### 3.2.1 Mean absolute error, correlation coefficient, RMSE, and bias for precipitation

In order to evaluate the magnitude of the simulation errors, Table 1 shows the mean absolute error (MAE), correlation coefficient (CC), RMSE, and bias for both models during DJF and JJA. In DJF and JJA, the Eta MAE is generally smaller than for HadAM3P. Considering the overall Brazilian (BR) and South American (SA) areas, the Eta simulations produced better MAE in both seasons. In this sense, for these larger domains, BR and SA, the Eta model added value to the precipitation simulations. During DJF, the HadAM3P model displayed an equal value of the correlation coefficient (shown in bold), over the SE and



**Fig. 10** DJF interannual precipitation variability (mm/day) for CRU (red), Eta (green), and HadAM3P (blue) over six regions shown in Fig. 6. AM Amazon, NE northeastern, CW center-west, SE southeastern, S southern, BR Brazil

AM regions. This shows that the Eta Model simulated precipitation better. The mean RMSE of the Eta Model is smaller than that of the HadAM3P for precipitation fields during DJF and JJA over the BR and SA regions. Regarding bias, the Eta model seems to simulate better the precipitation during the winter than during the summer. The BR and SA values summarize the negative precipitation generally found in the Eta and HadAM3P models during most seasons, although the Eta biases have the smaller magnitude.

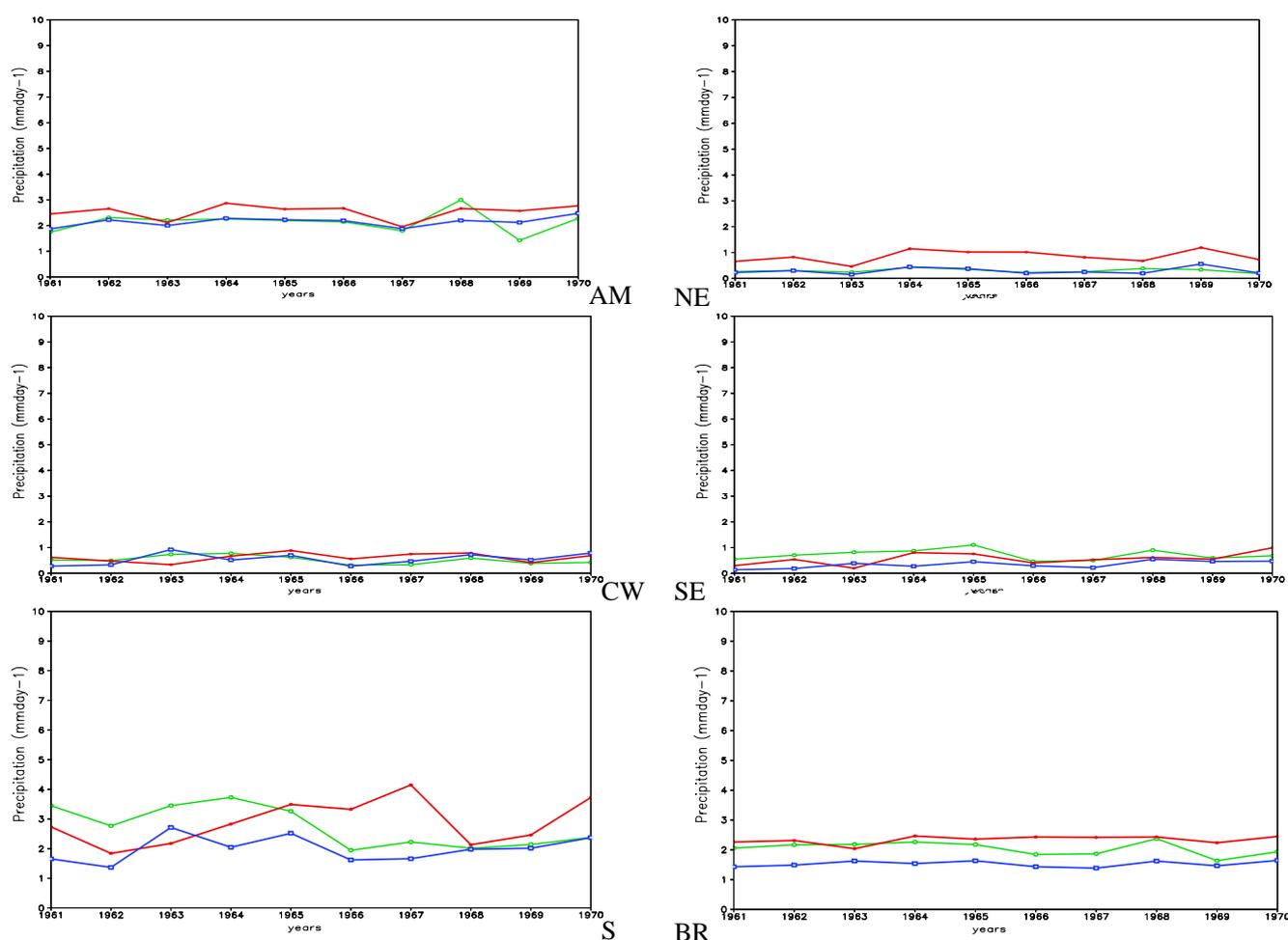
### 3.2.2 Mean absolute error, correlation coefficient, RMSE, and bias for near-surface temperature

Table 2 shows the mean absolute error (MAE), CC, RMSE, and bias for both models during DJF and JJA. In DJF, a smaller temperature MAE was most frequently found in the Eta simulations (NE, SE, and CW), whereas in JJA, the Eta Model did not show a clear advantage. However, considering the larger domains of BR and SA,

the Eta simulations have marginally smaller temperature MAE compared to the HadAM3P simulations. The Eta Model showed higher CC during both DJF and JJA, but in some regions, this difference between the models was very small. The mean RMSE of the Eta Model is smaller than that of the HadAM3P for temperature fields during DJF and JJA over the CW, BR and AS regions. The Eta Model shows better RMSE results than HadAM3P over a great part of the South America region, mainly during DJF. The Eta model had a smaller bias during DJF and JJA, while the HadAM3P model had a smaller bias in JJA over AM, NE and S regions. These results show the reduction of temperature biases produced by the Eta Model, mainly during DJF.

### 3.3 Precipitation anomaly correlation

Figure 9 shows the spatial correlation of the seasonal precipitation anomaly for the Eta and HadAM3P models. The regions in red show low spatial correlation and green



**Fig. 11** JJA interannual precipitation variability (mm/day) for CRU (red), Eta (green), and HadAM3P (blue) over six regions shown in Fig. 6. AM Amazon, NE northeastern, CW center-west, SE southeastern, S southern, BR = Brazil

regions show high spatial correlation. The Eta Model shows higher correlations during JJA than DJF and the same occurs with HadAM3P. The higher values occur during JJA, probably because it is the dry season of the year. HadAM3P shows higher values for anomaly correlation over the northern part of northeast Brazil during JJA.

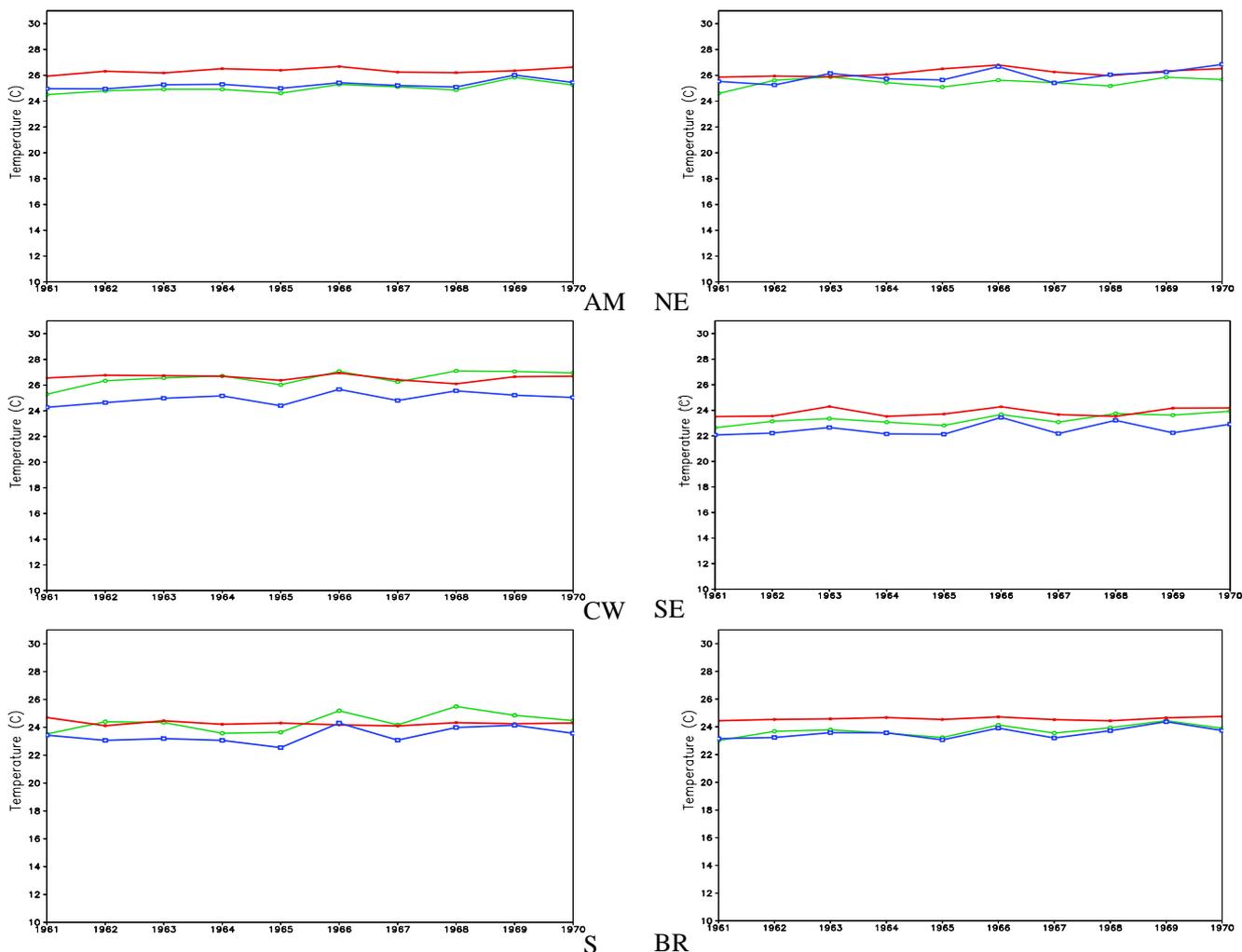
### 3.4 Interannual variability

Results show that both models simulate precipitation and temperature patterns averaged over the 10-year period reasonably well. However, interannual variability is important for correct climate description. In this section, the interannual variability is evaluated in comparison with CRU data.

The interannual variability of precipitation for 1961–1970 is shown in Fig. 10 for the Eta and HadAM3P models as well as CRU data during DJF. It was found that the Eta interannual variability closely follows the HadAM3P

during most of the analyzed period in all regions. In 1965 and 1966, moderate El Niño events caused a reduction of precipitation in the Amazon and Northeast regions, which is also shown in the CRU data. Both models show the reduction but not as clearly as in the observations. When the models are compared against the CRU interannual variability, it can be seen that region S represented the interannual variability best, but on the other hand, interannual variability in the CW region was poorly simulated: The observed and simulated curves are out of phase.

Figure 11 shows the interannual variability of precipitation for 1961–1970 for the HadAM3P and Eta models as well as CRU data during JJA. In this period, precipitation is reduced in most of the regions (CW, SE, and NE), and therefore, interannual variability is small and the simulated and observations curves are close. Only the S and AM regions exhibit more precipitation and therefore some interannual variability. However, none of the simulated curves correctly follow the observations.



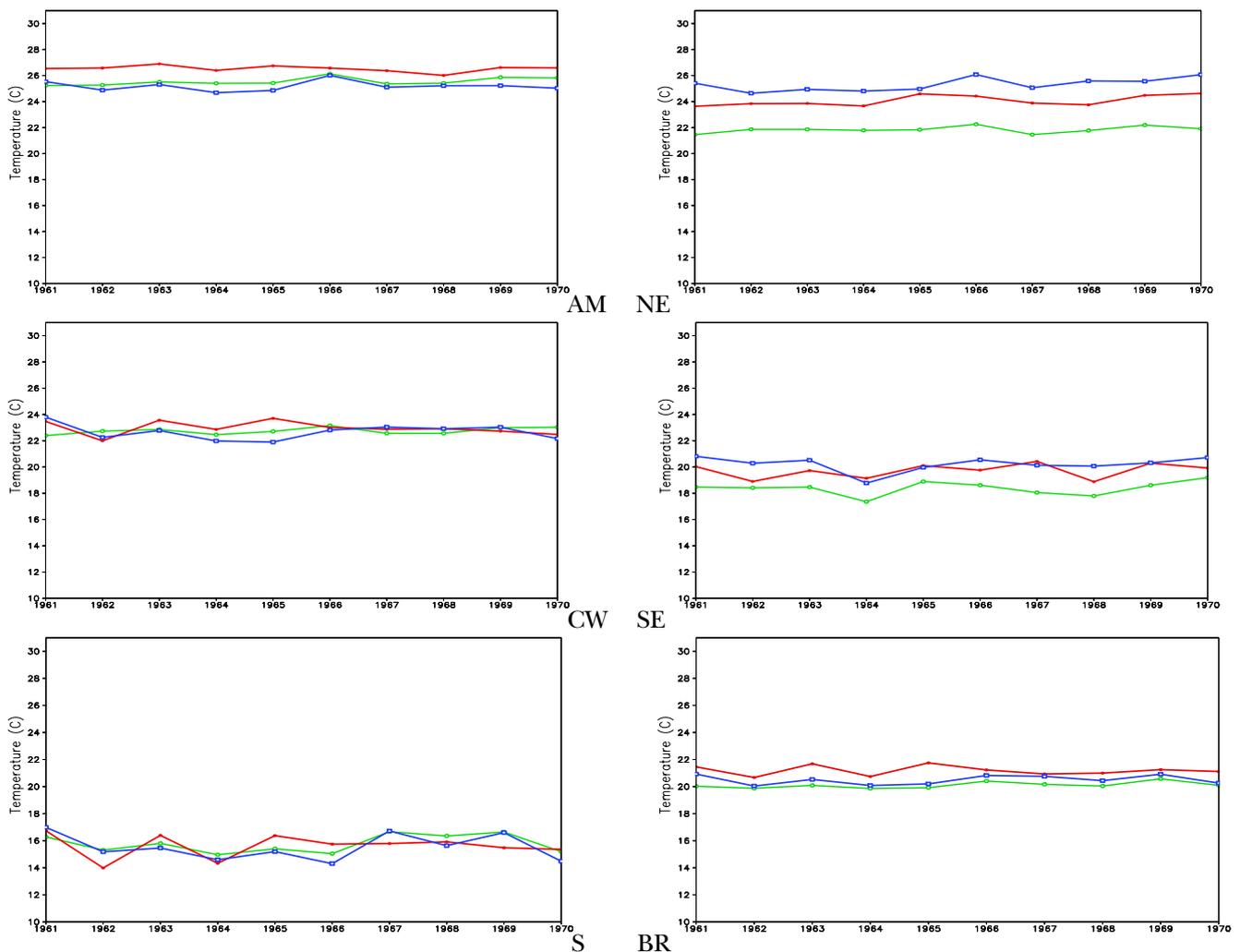
**Fig. 12** DJF interannual temperature precipitation variability (°C) for CRU (red), Eta (green), and HadAM3P (blue) over six regions shown in Fig. 6. AM Amazon, NE northeastern, CW center-west, SE southeastern, S southern, BR Brazil

Figure 12 shows the 1961–1970 interannual variability of temperature for the HadAM3P and Eta models with CRU data during DJF. Similar to precipitation, the interannual variability of temperature simulated by the Eta Model closely follows the HadAM3P simulations in all regions. In general, CRU data show little variability in temperature and the simulations show more variability. The Eta Model simulations more closely follow the observations in the CW, SE, and S regions.

Figure 13 shows the 1961–1970 interannual variability of temperature for the HadAM3P and Eta models with CRU data during JJA. The JJA interannual variability of the Eta temperature simulations closely follows the HadAM3P simulations. In the NE region, results show that HadAM3P more closely follows the observations than the Eta simulations. In general, it can be seen that the Eta Model was advantageous over the S and Amazon regions.

Another way to verify whether the model is able to reproduce the interannual variability is by analyzing the precipitation coefficient of variation (CV) and near-surface temperature standard deviation (Giorgi et al. 2004; Solman et al. 2008), as shown in Table 3. For the precipitation coefficient of variation, in general, the Eta Model has an interannual variability closer to CRU than HadAM3P. The CRU shows higher values of the precipitation coefficient of variation during JJA, because the coefficient is divided by mean precipitation, which is smaller in JJA. Both the Eta and HadAM3P models show similar results, but in general, the Eta variability is closer to CRU and HadAM3P is larger.

The standard deviation of temperature for CRU shows a similar configuration, with DJF values smaller than JJA. According to the CRU data, the differences between DJF and JJA grow from lower to higher latitudes. The Eta and HadAM3P models do not show this growth in the AM and NE latitudes. The Eta and HadAM3P models seem to show



**Fig. 13** JJA interannual temperature variability (°C) for CRU (red), Eta (green), and HadAM3P (blue) over six regions shown in Fig. 6. AM Amazon, NE northeastern, CW center-west, SE southeastern, S southern, BR Brazil

**Table 3** Coefficient of variation for precipitation and standard deviation for near-surface temperature (°C) for both models during DJF and JJA

	CV (precipitation)			Standard deviation (temperature)			
	Eta	HadAM3P	CRU	Eta	HadAM3P	CRU	
AM	<b>0.27</b>	0.60	0.30	0.61	<b>0.42</b>	0.46	DJF
	0.91	<b>0.75</b>	0.73	0.57	<b>0.49</b>	0.52	JJA
NE	0.95	<b>0.22</b>	0.66	<b>0.70</b>	0.94	0.58	DJF
	1.27	<b>1.10</b>	0.88	<b>0.45</b>	<b>0.70</b>	0.58	JJA
SE	<b>0.35</b>	0.31	0.39	<b>0.76</b>	0.77	0.68	DJF
	<b>1.01</b>	2.22	1.05	<b>0.80</b>	0.98	0.81	JJA
S	<b>0.37</b>	1.12	0.47	1.13	<b>1.02</b>	0.75	DJF
	<b>0.61</b>	1.85	0.59	1.26	<b>1.35</b>	1.37	JJA
CW	<b>0.33</b>	0.43	0.32	0.89	<b>0.75</b>	0.52	DJF
	<b>1.25</b>	1.50	0.97	<b>0.97</b>	<b>1.14</b>	1.06	JJA
BR	<b>0.45</b>	0.52	0.40	0.81	<b>0.80</b>	0.58	DJF
	<b>0.91</b>	1.25	0.78	0.76	<b>0.86</b>	0.84	JJA
AS	<b>0.49</b>	0.60	0.44	<b>0.82</b>	0.85	0.60	DJF
	<b>0.82</b>	1.17	0.72	0.74	<b>0.82</b>	0.81	JJA

Bold values are the best scores closer to CRU

higher interannual variability than CRU, but in a few cases, the interannual variability of the HadAM3P is closer to CRU.

#### 4 Summary and conclusion

This work shows the results of the regional Eta Model nesting simulation, driven by the HadAM3P model from the Hadley Centre for the period 1961–1970. This 10-year continuous regional simulation is focused on evaluating the capability of the nested modeling system to represent spatial patterns of seasonal mean climate and its annual cycle of precipitation and temperature. One of the goals of this study is to verify if the Eta Model can be used for climate change scenarios and whether the model has the ability to generate added value for South America over HadAM3P simulations. The Eta Model was chosen because there have been few investigations using the Eta Model in long integrations over South America. In addition, the *eta* vertical coordinate is highly recommended for South America due to the steep slopes of the Andes Range.

In this simulation, the regional model reproduced many of the South American mesoscale climate features and introduced a seasonality added value over some areas of South America, mainly over Brazil. For precipitation, the added value was clearly noted during DJF, the austral summer. For near-surface temperature, there was added value for JJA and DJF over most of the regions.

The regional model exhibited better representation of low-level circulation induced by the topography, such as the northwesterly flux whose major features were represented in DJF and JJA. The HadAM3P did not produce a good representation of this system due its low horizontal resolution. At upper levels, the HadAM3P underestimated the magnitude of the jet stream during DJF and JJA over South America, and since these fields were used to drive the Eta Model, it too produced a weaker jet. The Bolivian High in the Eta Model was overestimated due to the high near-surface temperatures simulated during DJF and due to the positive bias in the thermal low pressure over northern Argentina.

The results of the Eta Model were influenced by HadAM3P biases coming from the lateral boundaries, but in some cases, it was possible to verify that the Eta partly showed smaller biases. The annual precipitation cycle of the Eta Model produces better results than the HadAM3P for the first 6 months of the year over the Amazon region; however, both models exhibit lower negative bias for near-surface temperature over this region.

The Eta and HadAM3P models exhibit different systematic errors in their surface climatology due, at least partially, to their different treatments of boundary layer and convective processes. Solman et al. (2008) simulated the MM5 with the HadAM3P for the southern South America climate for the period 1981–1990. They found that the MM5 overestimated the precipitation in the summer and underestimated the precipitation during the winter over southern Brazil. Here, the Eta and HadAM3P models showed smaller bias throughout the year over the same region.

In the work of Solman et al. (2008) over Southern America with the MM5 regional model, it was verified that the regional model performance is generally better during the cold season, while larger biases are found during the warm season. A survey of the literature reveals that the size of errors found here is comparable to that of other regional climate simulations (Solman et al. 2008; Misra et al. 2003; Giorgi et al. 2004). Here, smaller negative temperature biases were found in the wet season (DJF). In general, the Eta errors were smaller than the HadAM3P errors, indicating improvement in the simulations.

Ambrizzi et al. (2007) compared the Eta/CCS model (1961–1974), RegCM3 (1961–1990), and HadRM3P (1961–1990) precipitation results. None of the models showed climatological summer configurations for South America like the ITCZ and SACZ. The current Eta simulations showed better representations of these austral summer configurations. Compared against RegCM3, the current Eta Model also showed better climatological values for summer precipitation. For JJA, all models showed a similar precipitation configuration.

In simulations carried out by Giorgi et al. (2004), it was shown that interannual variability was strongly regulated by boundary conditions during winter months but only weakly in summer months. In summer, mesoscale processes play an important role in regulating the simulated interannual variability. Analyzing the coefficient of variation, the Eta interannual variability is clearly strongly influenced by HadAM3P forcing.

The analysis undertaken in this study does not systematically diagnose the physical explanation for model errors, but it may suggest possible pathways for model improvement (Solman et al. 2008). The nested simulations clearly showed added value over the driven global model. It was found that the present simulations verify reasonably well against observations of temperature and precipitation, and they represent an improvement over the Ambrizzi et al. (2007) results with regional models. The current model setup is therefore considered adequate for application in future climate studies.

## References

- Ambrizzi T, Rocha RP, Marengo JA, Pisnichenco I, Muniz LA, Fernandez JPR (2007) Cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI: Projeções de clima futuro usando três modelos regionais 3: 35–47, Brazil. [http://www6.cptec.inpe.br/mudancas\\_climaticas/prod\\_probio/Relatorio\\_3.pdf](http://www6.cptec.inpe.br/mudancas_climaticas/prod_probio/Relatorio_3.pdf). Accessed 15 Sep 2008
- Betts AK, Miller MJ (1986) A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX and artic air-mass data sets. *Q J R Meteorol Soc* 112:693–709
- Black TL (1994) NMC notes. The new NMC mesoscale Eta Model: description and forecast samples. *Weather Forecast* 9:256–278
- Bustamante JF, Gomes JL, Chou SC (2006) 5-Year Eta Model seasonal forecast climatology over South America. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 08. 24–28 April 2006, Foz do Iguaçu (PR), pp 503–506
- Chen F, Janjic Z, Mitchell K (1997) Impact of the atmospheric surface layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta numerical model. *Bound-Layer Meteor* 85: 391–421
- Chou SC, Nunes AMB, Cavalcanti IFA (2000) Extended range forecasts over South America using the regional Eta Model. *J Geophys Res-Atmos* 105(D8):10147–10160
- Chou SC, Tanajura CAS (2002) (8088) Validation of coupled Eta/SSiB model over South America. *J Geophys Res* 107(D20). doi:10.1029/2000JD000270
- Chou SC, Fonseca JFB, Gomes JL (2005) Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Process Geophys* 12(4):537–555
- Fels SB, Schwarzkopf MD (1975) The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. *J Atmos Sci* 32:1475–1488
- Fernandes PRF, Franchito SH, Rao VB (2006) Simulation of the circulation over South American by two regional climate models. Part I: mean climatology. *Theor Appl Climatol* 86:247–260
- Ferrier BS, Lin Y, Black T, Rogers E, DiMego G, (2002) Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. Preprints, 15th Conference on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer Meteor Soc 280–283
- Giorgi F (1990) Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J Climate* 3:941–963
- Giorgi F, Bi X, Pal JS (2004) Mean, interannual variability and trends in a regional climate change model experiment over Europe. I. Present day climate (1961–1990). *Clim Dyn* 22:733–756
- Gordon C, Cooper C, Senior CA, Banks H, Gregory JM, Johns TC, Mitchell JFB, Wood RA (2000) The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim Dyn* 16: 147–168
- Grell GA, Dudhia J, Stauffer DR (1993) A description of the fifth-generation Penn System/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR tech note NCAR/TN-398 + 1A, 107 pp
- Janjic ZI (1994) The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sub-layer and turbulence closure schemes. *Mon Weather Rev* 122:927–945
- Lacis AA, Hansen JE (1974) A parametrization of the absorption dissipation in the atmosphere from large-scale balance requirements. *Mon Weather Rev* 49:608–627
- Leung LR, Qian Y, Bian X (2003) Hydroclimate of the western United States based on observations and regional climate simulation of 1981–2000. Part I: seasonal statistics. *J Climate* 16:1892–1911
- Mellor GL, Yamada T (1974) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys Space Phys* 20:851–875
- Mesinger F (1984) A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv Meteorol Aeronaut* 44:195–202
- Mesinger F, Janjic ZI, Nickovic S, Gavrilov D, Deaven DG (1988) The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Mon Weather Rev* 116:1493–1518
- Misra V, Dirmeyer PA, Kirtman BP (2003) Dynamic downscaling of seasonal simulations over South America. *J Climate* 16:103–117
- Mitchell TD, Carter TR, Jones PD, Hulme M, New M (2003) A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe. Tyndall Centre working paper 55

- Nobre P, Moura AD, Sun L (2001) Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 e NCEP's regional spectral models at IRI. *Bull Am Meteorol Soc* 82:2787–2796
- Pisnichenko IA, Tarasova TA, Fernandez JPR, Marengo J (2008) Validation of the Eta WS regional climate model driven by boundary conditions from the HadAM3H over South America. In: *International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 08. 24–28 Abril, Foz do Iguacu (PR), pp 24–28
- Pope V, Gallani M, Rowtree P, Stratton R (2000) The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model. *Clim Dyn* 16:123–146
- Rocha RP, Ambrizzi T, Cuandra SV, Ferraz SET, Fernandes JP (2003) RegCM3 simulations nested in the Hadley Center Model over South America: the present day climate. In: *International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 08. 24–28 Abril, Foz do Iguacu (PR), pp 373–378
- Saulo AC, Nicolini M, Chou SC (2000) Model Characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. *Clim Dyn* 16:867–881
- Solman S, Nunez M, Cabre MF (2008) Regional climate change experiments over southern South America. I.. *Clim Dyn* 30:533–552
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VD, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van De Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, McNally AP, Mahfouf JF, Morcrette JJ, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)